



Class QE 1
Book .D4

SMITHSONIAN DEPOSIT

Geol 88

125-
308
Pat 12

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft

(Abhandlungen und Monatsberichte)

— o o o —

73. Band

1921

(Mit 12 Tafeln)

Berlin 1922

Verlag von Ferdinand Enke
Stuttgart

550.643

D 486

bd. 73

1921

Geol.

Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet *A*: Abhandlung,
B: Briefliche Mitteilung und *V*: Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind *kursiv* gedruckt.)

	Seite
BALLERSTEDT, M.: Zwei große, zweizehige Fährten hochbeiniger Bipeden aus dem Wealdensandstein bei Bückeburg. (Mit 10 Textfiguren.) <i>B</i>	76
BENDER, GISELA: Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalks der Heidelberger Gegend. (Hierzu Tafel I—IV und 8 Textfiguren und 1 Tabelle.) <i>A</i>	24
BERG, GEORG: Über Struktur und Entstehung der Lothringischen Minetteerze. (Hierzu Tafel V und 2 Textfiguren.) <i>A</i>	113
— Mechanismus der Seifenbildung. (Titel.) <i>V</i>	321
BEYSLAG, F.: Über die Steinkohlenbildung im Gebiet der mittleren Saale bei Halle. (Mit 1 Textfigur.) <i>V</i>	242
CLOOS, H.: Primäre Druckrichtungen in den variskischen Granitmassiven. (Titel.) <i>V</i>	203
DEECKE, W.: Die Stellung der oberrheinischen Massive im tektonischen Bau Deutschlands und Mitteleuropas. <i>B</i>	19
ERNST, W.: Über den oberen Gault von Lüneburg. (Hierzu Tafel XI und XII.) <i>V</i>	291
FLIEGEL, G.: Über Landschaftsformen in Kleinasien. <i>V</i>	4
GERTH, H.: Gebirgsbildung und Vulkanismus in der argentinischen Kordillere. <i>V</i>	192
GOTHAN, W.: Neues von den ältesten Landfloraen. (Titel.) <i>V</i>	98
HAAACK, W.: Über die unterneokome Störungsphase im westlichen Osning. (Mit 6 Textfiguren.) <i>V</i>	50
HARBORT, E.: Zur Morphologie und Altersfrage der Salzstöcke im unteren Allertal. (Titel.) <i>V</i>	97
HAAERMANN, E.: Über einen Erklärungsversuch der Gebirgsbildung. (Titel.) <i>V</i>	3
HARRASSOWITZ, H.: Die Entstehung der oberhessischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung. (Mit 8 Textfiguren.) <i>V</i>	179
HAUPT, O.: Die eocänen Süßwasserablagerungen (Messeler Braunkohlenformation) in der Umgegend von Darmstadt und ihr paläontologischer Inhalt. <i>V</i>	175
HESS v. WICHDOFF, H.: Über das Vorkommen von natürlichen Erdbrandgesteinen am sog. Römerkeller bei Kl.-Leipisch in der Niederlausitz. <i>B</i>	269
JAECKEL, O.: Über eine altchinesische Darstellung eines neandertaloiden Menschen; (Titel.) <i>V</i>	2

22/11

	Seite
KALKOWSKY, E.: Mikroskopischer Coelestin im Röt von Jena als geologische Erscheinung. <i>A</i>	1
KEILHACK, K.: Der Rabutzer Beckenton und das Alter seiner Hangendschichten in Beziehung zur Ausdehnung des letzten Inlandeises. (Mit 2 Profilen und einer Kartenskizze.) <i>B</i>	251
KLAHN, H.: Die Ursachen des Todes (nicht Aussterbens) tertiärer und pleistocäner Säuger in der mittleren Rheinebene. (Titel.) <i>V</i>	229
KOEHN, W.: Alter und Entstehung der Gesteine der Lössgruppe in Oberbayern. <i>V</i>	69
KRANZ, W.: Die Bedeutung der Trogtheorie für Süddeutschland. <i>B</i>	230
KRAUS, E.: Klimakurven in der Postglazialzeit Süddeutschlands. (Mit 1 Textfigur.) <i>V</i>	223
— Zur Stratigraphie und Paläogeographie des reichsländischen Buntsandsteins. <i>B</i>	273
KRENKEL, E.: Erdbebenforschung in Ostafrika. (Titel.) <i>V</i>	170
LANG, R.: Die Herkunft und Bildung der Erze des Mitteldeutschen Kupferschiefers. <i>V</i>	205
LEHMANN, K.: Die Trogtheorie, eine neue Erklärung der Gebirgsbildung. <i>V</i>	227
LEUCHS, K.: Über Grundfragen alpiner Geologie. <i>B</i>	136
OPPENHEIM, P.: Erörterung zum Vortrag von Herrn FLIEGEL. <i>V</i>	15
— Über <i>Brissopneustes danicus</i> SCHLUETER im Diluvium von Berlin. <i>B</i>	156
PAECKELMANN, W.: Zur Stratigraphie des Sauerländischen Oberdevons. <i>B</i>	40
PENCK, W.: Magma- und Krustenbewegung (Titel.)	170
PETRASCHECK, W.: Zur Kenntnis des Eocäns am Ostende der Rhodopemasse. (Mit 3 Textfiguren.) <i>B</i>	129
POMPECKJ, J. F.: Herkunft der Gerölle von Graniten, Gneisen und Quarziten in dem Transgressionskonglomerat des Gault von Lüneburg. <i>V</i>	321
QUIRING, H.: Gebirgsbau der Ostkarpathen, Deckenlehre und Vulkanismus. (Mit 4 Textfiguren.) <i>B</i>	108
— Eiszeit und Gebirgsbildung. (Mit 1 Textfigur.) <i>B</i>	261
RANGE, P.: Die Geologie der Küstenebene Palästinas. (Mit 3 Textfiguren.) <i>V</i>	194
REIS, O. M.: Über Bohrröhren in fossilen Schalen und über <i>Spongiomorpha</i> . (Hierzu Tafel VII und 2 Textfiguren.) <i>A</i>	224
RETTSCHLAG, W.: Das Diluvium der Gegend von Tscherny an der Schtschara. (Mit 1 Textfigur.) <i>B</i>	234
SAUER, A.: Die Trassfrage in wissenschaftlicher und wirtschaftlicher Bedeutung. (Titel.) <i>V</i>	230
SCUPIN, H.: Ist der Dictyonemaschiefer eine Tiefseeablagerung? <i>B</i>	153
SCHINDEWOLF, O. H.: Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. (Hierzu Tafel VI und 4 stratigraphische Übersichtstabellen.) <i>A</i>	137
SCHLOSSMACHER: Projektionen einiger Erzanschliffe mit dem metallographischen Mikroskop. (Titel.) <i>V</i>	76

III

	Seite
SCHMIDT HERM.: Über die Gründung eines Archivs für die Paläogeographie Deutschlands. (Titel.) V	1
SCHOTTLER, W.: Die Geologie und der Aufbau des Vogel- berges. (Titel.) V	204
SEITZ, O.: Die stratigraphisch wichtigen Inoceramen des norddeutschen Turons. V	99
STEUER, A.: Grundwasserverhältnisse im Hessischen Teil der Rheinebene. V	162
STILLE, H.: Studien über Transgressionen. (Titel.) V	49
WALTHER, KARL: Die Bildung des Schmirgels, betrachtet an einem Vorkommen von Korundfels in Uruguay. (Hier- zu Tafel VIII—X und 4 Textfiguren.) A	292
WEBER, MAXIMILIAN: Zum Problem der Grabenbildung. A	238
WEGNER, Th.: Grundwasserentziehung im Rheinisch-West- fälischen Industriegebiet. (Titel.) V	229
WEPPER, E.: Die Bedeutung terrestrischer Vorgänge inner- halb mariner Schichtenfolgen. (Titel.) V	229
WERTH, E.: Über die Rassezugehörigkeit des Ehringsdorfer Diluvialmenschen und die Umgrenzung des Neandertal- typus. (Titel.) V	2
WETZEL, W.: Einige neue Fundpunkte von Eem-Schichten und ihre paläogeographische Bedeutung. B	151
ZIMMERMANN, I.: Über Stöcke und Gänge von Porphyry im Waldenburger und Boberkatzbach-Gebirge Niederschle- siens. (Titel.) V	2
Geschäftsordnung für den Vorstand 333	
Mitgliederverzeichnis 339	
Neueingänge der Bibliothek 47, 92, 160, 239, 287	
Ortsregister 340	
Protokoll der Sitzung am 5. Januar 1921 1	
„ „ „ „ 2. Februar 1921	2
„ „ „ „ 2. März 1921	3
„ „ „ „ 6. April 1921	49
„ „ „ „ 4. Mai 1921	68
„ „ „ „ 1. Juni 1921	97
„ „ „ „ 6. Juli 1921	98
„ „ Hauptversammlung in Darmstadt	161
„ „ Sitzung am 11. August 1921	161
„ „ geschäftlichen Sitzung am 12. August 1921	171
„ „ wissenschaftlichen Sitzung am 12. August 1921	174
„ „ „ „ „ 13. August 1921	194
„ „ „ „ „ 14. August 1921	229
„ „ Sitzung am 2. November 1921	241
„ „ Sitzung am 7. Dezember 1921	289
Rechnungsabschluß für das Jahr 1920	391
Sachregister	344
Satzung	325
Vorstands- und Beiratswahl	290

Druckfehlerberichtigungen.

Monatsberichte S. 225 in Fig. 1:

unten rechts lies „J a h r e“ statt „Jahrg.“

und über der „6“ von „16000“ lies „δ“ statt „γ“.

Abhandlungen S. 235, zweiter Absatz, letzte Zeile:

lies „P e i s s e n b e r g e r“ statt „Peisenberger“.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

1. u. 2. Heft.

73. Band.

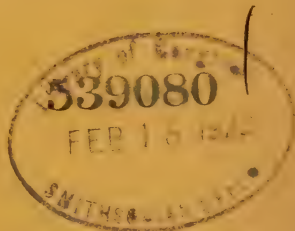
1921.

Januar bis Juni 1921.

(Hierzu Tafel I—IV)

Berlin 1921.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.



INHALT.

Aufsätze:

Seite

1. KALKOWSKY, E.: Mikroskopischer Coelestin im Röt von Jena als geologische Erscheinung 1
2. BENDER, GISELA: Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalks der Heidelberger Gegend. (Hierzu Tafel I—IV und 8 Textfiguren und 1 Tabelle) . . 24

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1921

Vorsitzender:	Herr POMPECKJ	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende {	„ RAUFF	„	JANENSCH
Vorsitzende: {	„ BÜCKING-Heidelberg	„	SCHNEIDER
Schatzmeister:	„ PICARD	„	LEUCHS-München
Archivar:	„ DIENST		

Beirat für das Jahr 1921

Die Herren: BERGEAT-Königsberg, HEIM-Zürich, KRUSCH-Berlin, MADSEN-Kopenhagen, STILLE-Göttingen, Frh. STROMER v. REICHENBACH-München, TIETZE-Wien, O. WILCKENS-Bonn, WICHMANN-Utrecht.



Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.



Bei **Zusendungen** an die Gesellschaft wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bergrat Dr. Bärtling**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Mikroskopischer Coelestin im Röt von Jena als geologische Erscheinung.

Von Herrn ERNST KALKOWSKY in Dresden.

Mikroskopischer Coelestin als Gemengteil von sedimentären Gesteinen bedarf außer einer Darlegung seiner Erscheinungsweise und damit seiner Kennzeichen auch noch der Angaben, mit welchen anderen Mineralien er vergesellschaftet ist; daran aber knüpft sich die Frage nach seiner Herkunft und der Versuch, mit Erwägungen über die Grenzen der Beobachtung hinauszugehen.

Er wurde im Röt von Jena in zwei ganz verschiedenen Gesteinen, im untersten Gips und im *Rhizocorallium*-Dolomit, gefunden. Seine Begleiter erscheinen auch in anderen Gesteinen des Röttes und des Muschelkalkes. Untersucht wurden 12 Vorkommnisse von Gips von Jena, 4 andere von Nebra und von Bad Blankenburg in Thür., 4 Dolomite und 3 Quarzite von Jena und Bad Blankenburg, 2 Mergel von Jena und mehrere Kalksteine des Muschelkalkes von dort. Die Stücke habe ich zum Teil selbst gesammelt, einige wurden dem Mineralogischen und geologischen Museum in Dresden entnommen, und reichlichere Mengen der Coelestin führenden Gipse sandte mir mein alter Freund KARL KIRSCH vom Min.-geol. Institut in Jena. An den Teufelslöchern unterhalb der Sophienhöhe auf dem rechten Ufer der Saale gegenüber Jena steht der unterste Gips des Röttes auf eine Strecke von mehr als 50 m gut aufgeschlossen, zum Teil in senkrechter Wand, an. Ich sammelte dort Gips aus der von E. ZSCHIMMER¹⁾ als Quarze führend angegebenen Schicht

¹⁾ E. ZSCHIMMER: Die Hyazinthen (Quarze) der Gypse des Röt bei Jena; TSCHERMAKS Min. u. petrogr. Mitt., N. F., Bd. 15, S. 457. 1896.

rötlichen Gipses (Sophienhöhe I und II), je 0,5 m darüber und darunter, aus höheren Lagen 5 und 7 m über der Straße, auch porphyrischen und zum Teil tonreicheren Gips. Nur in dem von ZSCHIMMER angegebenen Horizont kommt mikroskopischer Coelestin vor; demselben Horizont gehört der Coelestin führende Gips von nahe der Gemdenmühle zwischen Jena-Ost und Wogau an, der in Luftlinie 3 km von dem der Sophienhöhe entfernt ist. Den Coelestin führenden *Rhizocorallium*-Dolomit entnahm ich in drei Stücken dem Dresdener Min.-geol. Museum.

Es sollen hier nicht erschöpfende Angaben über die untersuchten Gesteine gemacht werden, sondern Gemengteile und Struktur der Gesteine nur soweit dargelegt werden, als sie für die Entstehung des Coelestins Bedeutung zu haben scheinen. Schichtenfolgen mit häufigem und starkem Wechsel der Gesteine nach mineralischer Zusammensetzung verlangen überaus mühevollen Untersuchungen, bei denen dann doch zu befürchten ist, daß allereingehendste Arbeit keine wesentlich neuen Erkenntnisse liefert. Es soll aber auch im voraus gesagt sein, daß die vorliegenden Mitteilungen vielleicht durch weitere Untersuchung aller einzelnen, so mannigfaltigen Schichten noch ergänzt oder auch beeinflußt werden können, denn über den Ursprung des Coelestins von Wogau und Dornburg oder aus anderen Rötgebieten kann ich noch keine Auskunft geben; eine „Geologie des Strontiums“ wäre wohl eine dankbare, allerdings aber auch sehr weit greifende Aufgabe, für die Sammlungsstücke und Literaturstudien nicht genügen.

Coelestin und seine Begleiter sind zum Teil in Dünnschliffen erkennbar, es war aber nötig, alle dafür geeigneten Gesteine, also alle mit Ausnahme reiner harter Quarzitlagen, in Salzsäure aufzulösen und den Rückstand nach möglichster Abscheidung von Ton, Quarzsand usw. mikroskopisch und chemisch zu prüfen. Es wurde mehrfach bis über 1 kg Gestein aufgelöst, denn die besonders in Frage kommenden Mineralien sind nur in sehr geringer Menge in den Gesteinen vorhanden als sog. Übergemengteile. Ich erkenne den Begriff Übergemengteil nicht an, denn er ist einzig und allein ein Ausdruck menschlicher Beschränktheit. Zu einem Gestein gehören alle seine mineralischen Bestandteile, und der Coelestin soll zeigen, daß auch ein in sehr geringer Menge vorhandenes Mineral geradezu allgemeinere geologische Bedeutung haben kann.

Die Gesteine wurden in ungefähr 15 v. H. haltiger, fast kochender Salzsäure in großer Porzellanschale aufgelöst; die geringe Löslichkeit des Coelestins kommt dabei nicht in Frage. Gipse wurden zuerst im Schraubstock zerquetscht, größere Quarze ausgelesen, dann wurde alles vorsichtig zerdrückt bis zur Korngröße von unter 1 mm; solch feiner Gipssand und -staub löst sich schnell genug in der heißen, stark verdünnten Salzsäure. Der feinste Ton wurde abgeschlemmt, auch auf die Gefahr hin, daß damit einige sehr kleine Teilchen von Coelestin und anderer bedeutender Mineralien verloren gingen. Die feinpulverigen Rückstände wurden zunächst noch einmal kurze Zeit mit konzentrierter Salzsäure behandelt und dann zuletzt mit Methylalkohol ausgewaschen; auch die durch schwere Lösungen abgesonderten Körnchen wurden immer mit Methylalkohol ausgewaschen, wodurch einerseits ein Zusammenbacken und andererseits das Fortschwimmen auch sehr schwerer Mineralkörnchen verhindert wird. Durch solche mechanische Analyse zu genauen Gewichtsahlen zu kommen ist auch bei geduldigster Arbeit unmöglich. Kommt es nur darauf an, etwas größere Coelestine und andere Mineralien aus den Gipsen ohne alle Rücksicht auf die wirklich vorhandene Menge auszusondern, so kommt man sehr viel schneller zum Ziel, wenn man den Gips brennt und nach Aufrührung in viel Wasser die wieder neugebildeten, nun sehr feinen Gipsnadelchen durch Kneten und Reiben in einem Beutel aus dichter Leinwand unter Wasser herauswäscht; bei vorsichtigem Abschleimen des ausgewaschenen Gipses gewinnt man dann auch noch sehr feine Mineralteilchen. Ein letzter Rest von Gips muß noch durch Salzsäure gelöst werden, wobei sich auch noch das Verhältnis von Kalkspat zu Dolomit des Gesteines abschätzen läßt. Eine Auflösung des Gipses auf dem Filter oder im Beutel aus dichter Leinwand durch fließendes Wasser erwies sich wegen des Gehaltes an Ton untunlich.

Alle Gesteine des Rötes enthalten sehr feinen „Ton“, der wohl wesentlich aus Quarzstaub und Aluminiumverbindungen besteht. Auf Quarzstaub, der mikroskopisch als solcher nicht erkennbar ist, kann aus der geringen Menge von Tonerdehydrat geschlossen werden, die man nach Auflösung mit Flußsäure findet. Die Aluminiumverbindungen sind kalihaltig, was für die Anwesenheit allerwinzigster Glimmerblättchen spricht; es hat sich mir die Vorstellung aufgedrängt, daß in dem „Ton“ wohl auch authigene Ge-

mengteile, „Neubildungen“ sei es von Muscovit oder anderen tonerdehaltigen Silikaten, stecken. Größere Blättchen von allothigenem Glimmer sind fast überall vorhanden. Mit voller Absicht wird Glimmer, nicht Muscovit und Biotit genannt: es kommen zwar auch, wenngleich seltener, frische, braune Biotitblättchen vor, aber die dünnen, abgerundeten Blättchen im abgesonderten Pulver, die trocken oder eingebettet farblos erscheinen, sind z. T. gewiß gebleichter Biotit, worauf gelegentlich darin steckende Rutilnadeln und ein kleiner Winkel der optischen Achsen hinweisen; die Anwesenheit von Kali spricht natürlich noch nicht für Muscovit, der vielleicht auch vorhanden ist.

Größere allothigene Quarzsplitter kommen in einzelnen Gesteinen (Mergel, Dolomit usw.) vor, sie fehlen aber in den reineren Gipsen vollständig. Allothigener Orthoklas wurde in sandigem Dolomit bis Quarzit äußerst selten nachgewiesen. Eisenhydroxyd steckt nur in rötlichen Gesteinen in geringer Menge, und auch kohlenstoffhaltiger verbrennbarer Stoff ist im Ton nur spärlich vorhanden. In grau-grünem Mergel und in geringster Menge auch in Gipsen, Dolomiten und Quarziten steckt ein Glaukonit oder Grünerde ähnliches Mineral. Dann aber sind überall, in allen Gesteinen, Zirkon in allerschärfsten Kriställchen bis zu den „Eiern“, spärlich Rutil in dickeren, klaren Säulchen, brauner und grüner Turmalin meist in Bruchstücken, ausnahmsweise einige Pyritkriställchen und ferner einige andere opake schwere Erze vorhanden. Schließlich kann bei Besprechung des „Tones“ noch erwähnt werden, daß sich in den Dünnschliffen von Dolomiten und Quarziten Phosphate vorfinden in Resten von Fischschuppen und Knochen, einmal farblos, optisch isotrop, stark lichtbrechend, ein andermal lichtgelb mit so etwas wie organischem Bau, isotrop oder anisotrop. Sie finden sich nicht in den Gipsen. Die mineralogischen Eigenschaften dieser Gebilde sind hier dieselben wie z. B. in dem Bonebed des Rhät in Schwaben. Apatit habe ich nirgends, weder in Körnern noch in Kristallen, feststellen können.

Von Karbonaten enthalten die Rötgesteine wesentlich Dolomit, obwohl manche auch schon mit verdünnter kalter Salzsäure aufbrausen, also Kalkspat oder an Magnesia armes Karbonat enthalten, wie z. B. manche Lagen des sog. Dolomites mit *Rhizocorallium*. In den Gipsen erscheint Kalkspat wesentlich nur als jüngerer Zersetzungsprodukt in Krusten auf mehr tonigen Schichtungsflächen. Im Gips

Sophienhöhe II sind wohl auch winzige formlose Körner von Kalkspat in den Gipskörnern vorhanden. Ausgezeichnet ist dagegen die Erscheinungsweise des Dolomites im Gips dadurch, daß er fast stets in einzelnen spitzen Rhomboedern auftritt, die meist ganz getrennt voneinander im Gips liegen, aber auch kettenweise mit Ton zwischen Gipskörnern vorkommen. Solche Kriställchen, meist alle gleich groß (0,05 mm und etwas darüber) sind nicht ganz scharfkantig, sie haben meist rauhe Flächen, oft einen Kern von im auffallenden Licht weißem Ton, gelegentlich auch einen tonhaltigen Rand. Doch kommen auch im Gips, z. B. in dem porphyrischen von Kamsdorf Haufen von Körnchen von Dolomit vor. In Dolomiten und Dolomitquarziten bildet dieses Mineral dichte, tonhaltige Aggregate, in denen andere farblose Mineralien oft nur schwer aufzufinden sind. Beachtenswert ist es dabei, daß an Schalenresten und sonst an einigen Stellen neben den dichten Aggregaten auch etwas größere, klarere Rhomboeder vorhanden sind, die weiter unten noch besonders erwähnt werden müssen. In Dünnschliffen von Gipsen sind einzeln liegende Dolomite außer durch ihre Form vortrefflich durch die große Verschiedenheit der Brechungsexponenten gekennzeichnet. Die Beachtung der Stärke der Lichtbrechung ist überhaupt bei der Bestimmung der in den Rötgesteinen auftretenden 10 oder 11 farblosen Mineralien von wesentlicher Bedeutung.

Die Gipse des Rötés sind fast alle ausgezeichnet durch ihren größeren oder geringeren Gehalt an Resten von Anhydrit; diese stecken oft in größter Menge in formlosen Körnchen in den Gipsindividuen, leicht unterscheidbar durch ihre stärkere Lichtbrechung. Bisweilen finden sich in Dünnschliffen kleine Stellen, die noch ein reines Haufwerk von Anhydritkörnern sind; sie zeigen, daß die Korngröße der ursprünglichen Anhydritgesteine gering war: aus ihnen haben sich kleine, große und allergrößte, mehrere Zentimeter große, Gipsindividuen gebildet, letztere vielleicht durch weitere molekulare Umlagerungen, durch Sammelkristallisation. Es verdienen diese Gipse, insbesondere der porphyrische Gips von Kamsdorf (Jenaer Alabaster), eine eingehende Darlegung ihrer Struktur, z. B. einer ganz hervorragend auffälligen Palimpsest-Struktur: ein regelloses Gewirr von etwa leistenförmigen Körpern mit Ton dazwischen ergibt sich zwischen gekreuzten Nicols als ein einziges großes Gipsindividuum.

[Nur ein Verhältnis von Anhydrit zu Gips darf hien ganz besonders betont werden. Trotz der Feinkörnigkeit des ursprünglichen Anhydritgesteines findet man bei aufmerksamer Prüfung doch oft genug Teilchen von Anhydrit in kristallographisch paralleler Stellung im Gips; es liegen also genau so Reste von Anhydrit ohne Lagenveränderung nach der Wasseraufnahme des ganzen Gesteines, wie Olivinreste im Serpentin. Die von G. STEINMANN für Serpentine angenommene Schwellung ist von anderer Seite schon zurückgewiesen worden; auf Grund der Untersuchung der Rötgipse muß ich auch alle Schwellung bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips in Abrede stellen, so lange diese in der Tiefe in dem geschlossenen Gestein stattfindet. Es ist wohl ganz selbstverständlich, daß dabei die oberflächliche Aufblätterung und Auftreibung als wirkliche „Schwellung“ anerkannt wird. Aber alle lokalen Lagerungsstörungen bei Gipsvorkommnissen werden sich wohl ebensogut durch Auflösung wie durch Schwellung erklären lassen.]

Alle Rötgipse sind aus ursprünglichen Anhydritablagerungen hervorgegangen, alle authigenen Gemengteile darin — Quarz, Albit, Grossular, Rutil, Coelestin, Dolomit — haben sich zugleich mit dem Anhydrit gebildet, nie zur Zeit, in der sich die gemeinen Adern von Fasergips ausschieden. Wellung und Faltung der Gipslagen brauchen nicht durch äußere mechanische Kräfte erzeugt zu sein, es können das Wirkungen der Anhäufung des Stoffes oder Wirkungen der Kristallisation des sich bildenden Anhydrites sein. Glaubt denn wirklich jemand, daß der „Gekrösestein“ seine Gestaltung durch nachträgliche Faltung angenommen habe? Oder sind die feingefalteten Lagen zwischen ebenen Lagen in manchen dünngeschichteten Gipsen auch durch „Schwellung“ entstanden?

Authigenen Quarz in winzigen Kristallen hatte HORST SCHILLBACH²⁾ in Gips-Dolomiten des Röt bei Jena gefunden, nachdem sein Bruder HANS SCHILLBACH³⁾ ihn schon vorher im Schaumkalk des Muschelkalkes nachgewiesen hatte. E. ZSCHIMMER⁴⁾ fand in Rötgipsen „rundum ausgebildete Quarzkristalle“, „0,5—8,0 mm lang, von gelblich-

²⁾ HORST SCHILLBACH: Gipsdolomite im Röt der Umgegend von Jena. Inaug.-Diss., Jena, 1893.

³⁾ HANS SCHILLBACH: Mikroskopische Untersuchung des Schaumkalks bei Jena. Inaug.-Diss., Jena, 1890.

⁴⁾ a. a. O.

roter bis ziegelroter Farbe“, „den Hyazinthen von Compostella zu vergleichen“; er hat es übersehen, daß auch mikroskopisch kleine Quarze bis unter 0,01 mm lang in Menge in den Gipsen stecken, wie er ja auch weder über den darin vorhandenen Coelestin, noch über den Albit usw. berichtet. Wenn ZSCHIMMER aber betont, daß seine größeren Quarze auch in den Adern von Fasergips vorkommen und daraus und aus anderen Verhältnissen folgert, daß sie sich zur Zeit der Umwandlung des Anhydrites in Gips gebildet haben, so irrte er, denn es kann wie ein Tonbrocken, so doch auch ein Quarzkristall in eine sekundäre Gipsader hineingeraten: mikroskopische Quarze, die in ungezählten Scharen im Gipsgestein stecken, fehlen in dem Fasergips.

Neugebildeter, authigener Quarz findet sich in allen untersuchten Gesteinen des Rötes in wechselnder Menge und Gestaltung. Die im Gips steckenden, meist gut ausgebildeten Quarze sind 0,01 bis 0,2 mm lang; größere finden sich nur in dem von ZSCHIMMER angegebenen unteren Horizont des untersten Gipses, von dem mir Stücke von der Gemdenmühle und von zwei, etwa 0,5 m voneinander entfernten Stellen an den Teufelslöchern unter der Sophienhöhe (I und II) vorlagen. Werden diese Gipse aufgelöst, so finden sich im Rückstand Quarze von allen Größen vor bis zu einem von 9 mm Hauptachsenlänge von der Gemdenmühle. Die größeren Quarzkristalle liegen nicht selten ihrer mehrere auf engem Raume bei einander und dann auch reichlich auf manchen Schichtflächen, bis zu 50 Stück makroskopischer (1—2 mm lang) auf 100 cm². Es sind eben auch die Quarze wie alle authigenen Gemengteile durchaus ungleichmäßig in den Gesteinen verteilt.

In coelestinhaltigen Gipsen, aber auch in den anderen, sind die Quarze ebenflächig und scharfkantig, mit vor dem Prisma vorherrschenden Rhomboederflächen, dabei meist stark „verzerrt“ und namentlich oft flach nach einer Rhomboederfläche; sie unterscheiden sich durch diese Form recht sehr von den Quarzen in Keupergipsen und von den mikroskopischen Quarzen in der Staßfurter Carnallit-Region⁵⁾. Die Gestalt wird unregelmäßiger bei Verwachsung mehrerer Kristalle und durch ein- und angelagerten Anhydrit (oder nachträglich Gips).

⁵⁾ Von diesen ist bei der Erforschung der chemischen Verhältnisse der Kalisalzlagerstätten meist nicht die Rede; freilich, sie lassen sich ja nicht bei vorschriftsmäßiger Temperatur herstellen.

Die Quarzkristalle im Gips, namentlich die größeren, enthalten auch Flüssigkeitseinschlüsse, die aber nie die Form des Wirtes annehmen. Die Flüssigkeitseinschlüsse, die oft sehr große Dampfblasen enthalten bis zum Auftreten von Dampfporen, sind nicht selten in höchst eigentümlicher Weise unverhältnismäßig groß in einem kleinen Wirt, was so weit gehen kann, daß Quarz geradezu nur eine dünne Hülle um den Flüssigkeitseinschluß bildet; etwas ähnliches habe ich in Quarzen der Keupergipse nie beobachtet. Solche Flüssigkeitseinschlüsse mit sehr großen Blasen kommen auch in recht kleinen Quarzen vor.

Für die Bestimmung anderer Einschlüsse im Quarz sind die etwas größeren Kristalle besonders geeignet, von denen Dünnschliffe hergestellt werden können, während kleinere (0,5— 1 mm) ungeschliffen im Canadabalsam eingebettet untersucht werden mußten; in Gesteinsschliffen erwischt man ja nur selten einmal einen etwas größeren Quarz. In den vielen Hunderten von Quarzen, die ich unter dem Mikroskop geprüft habe, konnte auch nicht ein einziges Stückchen oder Kriställchen von Gips gefunden werden, wie sie von ZSCHIMMER angegeben wurden: nichts als Anhydrit steckt darin in größeren Körnern bis hinunter zu Scharen winziger Mikrolithe, ein Anhydritstaub, alle noch durch ihre Lichtbrechung und ihre ganze Tracht sicher als Anhydrit bestimmbar. Gerade die großen Mengen allerwinzigster Anhydrite, die in sehr ungleichmäßiger Verteilung in den großen Quarzen, wenn auch nicht in allen, stecken, lassen erkennen, daß der Quarz sich durchaus völlig gleichzeitig mit dem Anhydritgestein gebildet hat. Je kleiner die Quarze sind, um so spärlicher erscheinen Einschlüsse von Anhydrit, und das große Heer der mikroskopisch kleinen ist frei davon. Von außen her können jetzt natürlich auch Gipskörner in die Quarze hineinragen und dadurch in Dünnschliffen wie Einschlüsse im Quarz erscheinen; für Dünnschliffe muß man eben die Quarze erst gründlich mit Salzsäure auskochen. Es wäre ja nicht undenkbar, daß bei der Bildung von Quarzkristallen mit sehr großen Flüssigkeitseinschlüssen auch innerhalb der sich sammelnden Kieselsäure wasserhaltiges Calciumsulfat sich ausschiede, obwohl die ganze große Masse des Calciumsulfates sonst als Anhydrit fest wurde; ich habe aber eben in den Quarzen Gips nicht finden können.

Ferner wurden, obwohl nur selten, durch Gestalt und Lichtbrechung sicher bestimmbare Albitkriställchen als Ein-

schlüsse im Quarz gefunden, der sonst auch mit Albit verwachsen vorkommt. Ebenso wurde einigemale Coelestin in Quarz eingeschlossen gefunden; im auffallenden Lichte weißer Ton fand sich namentlich in größeren Quarzen; schwarze Quarze mit Gehalt an durch kohlige Masse gefärbtem Ton kommen im Gips von der Gemdenmühle vor. Rötlich (zitronengelb bis hyazinthrot) sind die größeren Quarze durch flockenweise eingelagerte Eisenverbindungen in meist mikroskopisch feiner Verteilung gefärbt; doch sind vollkommen farblose, wasserklare etwas größere Quarze ebenfalls häufig, und die große Mehrzahl aller winzigen Quarze ist frei von Eisen. In nicht rötlichen Gesteinen, Gipsen, Dolomiten, Quarziten des Rötés sind auch alle Quarze farblos.

Es ist nicht der Mühe wert, das Vorkommen der Quarze nach Größe und Menge in den untersuchten Gipsen einzeln zu schildern; doch mag erwähnt werden, daß es in einer nur 5 mm mächtigen Lage rötlichen Gipses neben mächtigem Fasergips von der Sophienhöhe (Stück des Mineralogischen Museums in Dresden) in Dünnschliffen nur so wimmelt von scharfen, 0,2 mm großen Quarzkristallen.

Je reicher die Gesteine des Rötés an allothigenem Ton und an Dolomit sind, um so weniger treten scharf ausgebildete Kristalle von Quarz auf. Dolomit und Quarzit bilden oft zusammen eine Gesteinslage, und beim Auflösen solcher Gesteine bleiben kleinere und größere Plättchen, Stücke, Scherben, Knollen und Knöllchen übrig, die festeren Zusammenhalt besitzen, weil sie eben wesentlich aus einem authigenen wasserhellen Haufwerk von Quarzkörnern, zum Teil mit Albit, bestehen: das kann soweit gehen, daß z. B. ein Quarzit vom Greifenstein bei Bad Blankenburg geradezu als wesentlich holokristallines Gestein zu bezeichnen ist. Rundum als Kristalle ausgebildete Quarze finden sich in solchen quarzreichen Lagen und Gesteinen nicht. Nirgends aber habe ich in solchen Massen Chalcedon gefunden, den E. E. SCHMID erwähnt; faseriger, sphaerulitischer Chalcedon steckt dagegen in dem Oolith des Oberen Muschelkalkes aus dem Teufelsgraben bei Zwätzen bei Jena. Andererseits findet man im Lösungsrückstande von Mergel und Dolomiten des Rötés und von Kalksteinen des Muschelkalkes auch viel formlose Quarzstückchen, Quarzsplitter; ich habe im Verlauf der mikroskopischen Untersuchung namentlich der Dünnschliffe nur solche Quarzbrocken als sicher allothigen angesprochen, die sich durch ihre winzigen Flüssigkeits-

einschlüsse, deren Anordnung usw. als ehemalige Gemengteile anderer Gesteine zu erkennen gaben. Auch kann angegeben werden, daß in reineren Dolomiten allothigene Quarzsplitter vorherrschen, in festeren „Quarziten“ dagegen authigener Quarz. Eine „Ausheilung“ von Quarzsplittern durch jüngeren Quarz konnte mit Sicherheit nicht beobachtet werden. Löst man den Dolomit aus Dünnschliffen dolomitischer Quarzite oder quarzitischer Dolomite durch kalte konzentrierte Salzsäure vorsichtig auf, so erweisen sich die authigenen Quarzkörner mit unregelmäßigen Grenzen miteinander verwachsen, wie in irgendeinem holokristallinen Quarzit, allein da, wo die Quarzkörner an Dolomit grenzten, zeigen sie reichliche Eindrücke von Dolomitkristallen: man kann das besonders leicht feststellen, wenn im Dünnschliff noch eine dünne Haut von Dolomit über das Quarzkorn hinweggeragt hatte und nun rhombische Eindrücke bei gehöriger Beleuchtung scharf hervortreten. Ein gleiches Verhalten zeigt Coelestin im sog. *Rhizocorallium*-Dolomit. In solchen Gesteinen bildet der Dolomit für sich Aggregate formloser, tonhaltiger Körnchen, aber an den Rändern von organischen Resten, an einzelnen anderen Stellen im Gestein erscheinen dann auch klare, tonfreie, scharfe Rhomboeder von Dolomit, die z. T. etwas größer sind als die Körner des auch mikroskopisch noch dicht zu nennenden Dolomites. Das Eindringen dieser Dolomitkristalle in die Oberflächen der authigenen Quarzkörner beweist, daß Dolomit und Quarz sich wesentlich gleichzeitig gebildet haben; in diesem Quarz selbst aber fehlen Einschlüsse von Dolomit, und auch von Ton ist er völlig frei. Es sei beiläufig bemerkt, daß der oben erwähnte Chalcedon im Oolith Kalkspat einschließt.

In allen Gesteinen des Rötens erscheint Albit als authigener Gemengteil. Man findet ihn auch im Lösungsrückstand von Kalksteinen des Muschelkalkes, so im Kalkstein der Coelestinschichten von Dornburg, im Unteren Wellenkalk (Horizont d WAGNER, Stück mit *Aspidura Ludenti*) von Zwätzen, im Gervillienkalk von Mattstedt, im Oolith des Oberen Muschelkalkes von Zwätzen, in ganzen, unverdrückten Exemplaren von *Terebratula vulgaris* von Jena, von welcher letzteren ein Lösungsrückstand von 0,275 v. H. zuletzt übrig blieb mit etwa 0,05 v. H. Albit neben allothigenem Quarz, Glimmer, Ton; auch in schwäbischem Muschelkalk fand ich mikroskopischen Albit und ebenso im Neocomkalk des Berner Oberlandes.

In allen Gesteinen bei Jena erscheint der Albit von beachtenswerter Gleichartigkeit, und es muß betont werden, daß er im Gips gerade so gestaltet ist, wie in Dolomit, Kalkstein, Quarzit. Er tritt stets in einfachen, im Durchschnitt 0,05—0,08 mm großen Kristallen auf mit den Flächen (001), (010), (110), ($\bar{1}\bar{1}0$), ($\bar{1}01$); letztere Fläche fehlt oft. Die Kriställchen und namentlich die kleinsten können völlig scharfkantig und ebenflächig sein, meist sind jedoch die Flächen durch Wachstumsverhältnisse uneben bis gewölbt, und ferner können die Kriställchen durch Verwachsung zu Knöllchen, die sehr häufig auftreten und bis über 1 mm Durchmesser erreichen, ganz unregelmäßige Gestalt annehmen. Auch in den Quarziten, in den authigenen Quarzhäufwerken liegen oft sehr scharf begrenzte Albite. Immer ist der Albit an seiner schwachen Lichtbrechung leicht zu erkennen, wenn er im Canadabalsam einzeln daliegt, oder wenn er im Dünnschliff mit Quarz verwachsen auftritt, aber in Dünnschliffen von Gips ist er nur sehr schwer auffindbar, von tonreichem Gips, Kalkstein und Dolomit gar nicht. Die schmalen Prismenflächen erkennt man besser unter Wasser als unter Canadabalsam. Die überall schiefe Auslöschung ist stets beobachtbar, allein Winkel zu messen ist bei diesen winzigen Gebilden mit zum Teil gekrümmten Flächen, deren Lage im Canadabalsam man nie genau feststellen kann, ein vergebliches Bemühen.

Die Analyse möglichst reinen Materials ergab die Abwesenheit von Calcium; authigene Plagioklase fanden sich in sehr geringer Anzahl nur in einem Quarzit von Bad Blankenburg. Dagegen ergibt die Analyse der Albite verschiedener Vorkommnisse einen Gehalt an Kalium, der auf den fast stets vorhandenen Gehalt der Albite an Ton zurückzuführen ist. Die meisten Albite sind schwach bis stark getrübt durch Ton; ganz wasserklar sind besonders die allerkleinsten und dabei auch scharfen Kristalle. Die Albite sind übrigens stets frei von Dolomit und von Eisenoxyden, und so ist auch ein möglichst rein ausgesonderter Albitrückstand weißlich bis hellgrau, niemals rötlich. E. E. SCHMID⁶⁾ hat wohl bereits solche mikroskopischen Albite im „Oberen Buntsandstein“ gefunden; er bezeichnet sie als Kali-Natron-Feldspat, und er hat wohl auch die Knöllchen, die sich beim Auflösen besonders von Mergeln sehr be-

⁶⁾ E. E. SCHMID: Das ostthüringische Röt; Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1881, S. 100 und Taf. IV, Fig. 10 u. 11.

merklich machen, gesehen. Das Vorkommen von Albit in Gips dürfte bisher nicht bekannt geworden sein. Als Durchschnittszahl der größten Menge des Albites in den Rötgesteinen kann so ungefähr 0,1 v. H. angegeben werden, eine genaue Bestimmung ist aber völlig unmöglich, denn sie läßt sich wegen Verunreinigung durch Ton und wegen Verwachsung mit Quarz, Coelestin usw. weder chemisch noch mechanisch ausführen. Es lassen sich auch für alle anderen authigenen und allothigenen Gemengteile überhaupt nur Zahlen der Größenordnung der Menge angeben, da diese sedimentären Gesteine in ihrer Zusammensetzung außerordentlich schwanken: soll man z. B. bei Gips Adern von Fasergips mit zerkleinern oder nicht, kann man sagen, ob zur chemischen Analyse das Handstück eines Gipses mit tonreicheren Stellen wirklich die Durchschnittsmenge von Ton enthält usw.

Die Bestimmung des ganz ungewöhnlich aussehenden authigenen Grossulars hat sehr viel Mühe gemacht; sie gelang erst durch annähernde Bestimmung des spezifischen Gewichtes mit Hilfe von Thalliumformiatlösung⁷⁾ und durch qualitative Analyse eines daran reichen Rückstandes. Völlig wasserklare, völlig isotrope, stark lichtbrechende Dinge von 0,03—0,1 mm durchschnittlicher Größe sind es, die in den Lösungsrückständen (sehr viel weniger gut in Dünnschliffen) durch ihre höchst auffällige Gestaltung so scharf gekennzeichnet sind, daß jedes Körnchen im Präparat leicht erkennbar ist. Man glaubt bei der ersten Betrachtung gelegentlich Tetraeder, Würfel, Oktaeder zu sehen; es liegen aber immer ganz unregelmäßig gestaltete Dinge vor mit Vertiefungen und Vorsprüngen, manchmal walzenförmig gestreckte, knieförmig gekrümmte und sonst unregelmäßig gestaltete Körper, die aber doch im allgemeinen mehr oder minder „isometrisch“ sind. Alle diese Gestalten — ausnahmslos — sind über und über bedeckt mit Kristallspitzen und Hervorragungen, die sich durch Untersuchung bei verschiedenster Beleuchtung, im durchfallenden, im auffallenden und im seitlichen Licht, eingebettet oder trocken liegend, doch endlich als zur Kristallform des Rhombendodekaeders gehörig ergaben. Die ebenen Winkel der Rhombendodekaederfläche ließen sich mehrfach ziemlich gut messen. Es liegt Grossular, Kalktongranat, vor;

⁷⁾ Die reine Absonderung des Grossulars durch diese Lösung gelang nicht.

ob eine Spur Mangan in ihm oder in den mit aufgeschlossenen opaken Körnchen steckt, bleibt unentschieden. Doch ließen einige besonders große Grossulare eine Spur rötlicher Färbung erkennen.

Dieser Grossular fand sich in größter Menge im *Rhizocorallium*-Dolomit, der ja in Wirklichkeit halb Dolomit, halb Quarzit ist. Es ergaben 1090 g des Gesteins einen in Salzsäure unlöslichen Rückstand, Quarz und wenig Albit, von 183 g; aus diesem sehr feinen Sande wurden durch Jodkalium-Jodquecksilber-Lösung vom höchsten spezifischen Gewicht 3,19 abgeschieden 1,854 g, also 0,170 v. H. des Gesteins schwere Mineralien, Coelestin, Zirkon, Turmalin, Rutil, opake Erzteilchen und dann Grossular, dessen Menge auf ungefähr 0,05 v. H. des Gesteins zu schätzen ist. Viel ärmer an Grossular erwies sich ein zweites Stück von *Rhizocorallium*-Dolomit, in dem er auch in mehr kugelig gestalteten Körpern erscheint. Noch ärmer an Grossular ist ein Dolomit-Quarzit von der Kunitzburg bei Jena; im Rückstand aus graugrünem Mergel wurden nur vereinzelte Körner gefunden, ebenso in einem dunkelroten und in einem hellroten Gips vom Hausberg in Stücken aus dem Museum in Dresden und in porphyrischem Gips von der Sophienhöhe; in den coelestinhaltigen Gipsen konnte Grossular nicht gefunden werden.

Der bei der Besprechung des Tones erwähnte Rutil tritt in mikroskopisch meist etwas größeren, von Einschlüssen freien, tiefgelb gefärbten Säulchen oder auch in Bruchstücken auf, die alle leicht bestimmbar sind. In fast allgemeiner Verbreitung, bald etwas reichlicher, bald äußerst spärlich, aber immer im ganzen Gestein doch nur in geringster Menge, erscheint nun in den Gesteinen des Rötes ein gelbes, stark lichtbrechendes Mineral, das auch erst durch annähernde Bestimmung des spezifischen Gewichtes, durch chemischen Nachweis und durch kaum ein halbes Dutzend herzförmiger Zwillinge als authigener Rutil bestimmt werden konnte. Man findet in den Lösungsrückständen Gebilde, die nur selten im durchfallenden Licht stärkste Lichtbrechung bei gelber Farbe, aber kaum bestimmbarer Kristallgestalt aufweisen; im auffallenden Licht bietet sich eine größere Anzahl weißlicher bis zitronengelber und bis bräunlicher Körner und kleiner Haufwerke dar. Es gelang doch endlich, aus einem Stück *Rhizocorallium*-Dolomit diese Gebilde nach der Auflösung des zugleich im Rückstand übrig gebliebenen Coelestins in kochender Kaliumkarbonatlösung und nach

Behandlung mit Thalliumformiatlösung einen letzten Rückstand im Na CO_3 -Schmelzfluß aufzulösen und die Anwesenheit von viel Titansäure neben Kieselsäure, Tonerde, Eisenoxiden und das Fehlen von Calcium und Magnesium in der Lösung festzustellen. Diese Gebilde sind eine sehr ungewöhnliche Erscheinungsweise des Rutil, der hier mehr oder minder viel Ton umschließt und ganz kurz-säulenförmige Einzelkristalle, äußerst selten optisch untersuchbare Zwillinge, meist vielmehr kleine Haufwerke von Körnchen oder Kriställchen bildet. Es ist nicht möglich, diesen Rutil völlig rein auszusondern; in der Thalliumformiat-Lösung schweben die Gebilde in allen Höhen und zum Teil auch bei verschiedenen Graden der Verdünnung, so daß manche ein Gewicht von weit unter 3,5 haben. Dieses Verhalten zusammen mit der Undurchsichtigkeit und der gelben Farbe im auffallenden Lichte und mit dem Ergebnis der chemischen Analyse läßt einen Gehalt dieses Rutil an Ton erkennen, der ja auch in den anderen authigenen Gemengteilen Albit und Coelestin mechanisch eingeschlossen ist. Daß ich diesen authigenen Rutil wesentlich nur in verschiedenen Gipsen und im *Rhizocorallium*-Gestein sicher nachweisen konnte, mag wohl einfach auf dem ganzen Verlauf meiner Untersuchungen und dem Material beruhen, das mir gerade vorlag. Um seine Anwesenheit in allen Gesteinen des Rötés von Jena sicher nachzuweisen, müßte man sehr große Mengen davon verarbeiten.

Was nun endlich den mikroskopischen Coelestin anbetrifft, so findet er sich in der meist rötlichen oder grauen und rötlich gefleckten Gipsbank, die ZSCHIMMER als ausgezeichnet durch Gehalt an den größeren Quarzen erkannt und verfolgt hat; ferner ist er im *Rhizocorallium*-Dolomit enthalten. In den Lösungsrückständen anderer Gipse und anderer Gesteine finden sich bisweilen, aber doch nur ganz vereinzelt, stark lichtbrechende, formlose Körner, die nicht mit irgendwelcher Sicherheit als Coelestin bestimmt werden konnten; für Flammenreaktion ließ sich keine auch noch so geringe Menge erobern. Von der erwähnten Gipsbank lagen Stücke vor von der Gemdenmühle (grau mit rötlichen Stellen und meist viel Brocken von dunkelgrauem Schiefer-ton) und von zwei Stellen von der Sophienhöhe (I und II) aus demselben Niveau in nur 0,5 m Abstand.

E. E. SCHMID³⁾ gab Spuren von Coelestin in von ihm als „Mittlerer“ bezeichneten *Rhizocorallium*-Dolomit und

³⁾ a. a. O., S. 107.

im Hornstein am Abhange des Hausberges an. Er schreibt: „Diese Spuren sind deutlich kristallinisch, namentlich spaltbar, aber doch nicht kristallographisch definierbar, blaß- bis dunkelfleischrot. Im *Rhizocorallium*-Dolomit treten sie häufiger auf als im Hornstein. Der erste ist kavernös von resorbierten Muschelschalen, und an der Innenseite solcher Kavernen sitzen die Coelestine gruppenweise häufiger auf, als sie in einzelnen Körnchen von der Gesteinsmasse eingeschlossen sind, wie in den Hornsteinen.“ Über die Größe, Form und mikroskopische Beschaffenheit dieser Coelestingruppen fehlt jede Angabe von E. E. SCHMID; die aber, daß der Coelestin an der Innenseite von Hohlräumen säße, trifft nicht zu, wie weiter unten gezeigt werden wird.

Der mikroskopische Coelestin tritt in fünf Erscheinungsweisen auf, in winzigen Einzelkriställchen, in größeren Kristallen und Körnern, in Büscheln und radialstrahligen Sphärukiten, in durchlöcherten Platten und in teilweisen Metasomatosen nach Molluskenschalen. Letztere beiden Erscheinungsweisen gehören wohl zu einer Einheit zusammen, man bekommt sie jedoch nur einzeln zu Gesicht; sie finden sich im *Rhizocorallium*-Dolomit, während die ersteren drei im Gips liegen. Es wird zweckmäßig sein, das Vorkommen nach den Wirtgesteinen zu behandeln.

Coelestin im Gips. Äußerst selten sind unter den winzigen Coelestinkriställchen ganz scharf ausgebildete; zwar sind teilweise geradlinige Umrisse vorhanden, die auch an den Spitzen von Büscheln auftreten können, allein meist sind die Kanten und Ecken mehr oder minder abgerundet. Auch an sonst ganz formlos erscheinenden allerwinzigsten Körnchen ist aber doch oft wenigstens ein wenig von Kristallkanten zu sehen. Eine genauere Bestimmung der Kristallflächen ist untunlich, jedoch kann man vermuten, daß die winzigen Kriställchen dieselbe Form haben wie die größeren. Diese freien, winzigen Kriställchen von 0,02—0,03 mm durchschnittlicher Größe bilden die Hauptmenge des Coelestins in dem Gips Sophienhöhe II, kommen aber auch in den beiden anderen Gipsen in den Körnern dieses Minerals eingeschlossen vor.

Aus 1,5 kg Gips von der Gemdenmühle wurden durch Ausschleimen aus dem gebrannten Gestein einige hundert größere Kristalle gewonnen bis zu einer allgemeinen Größe von 0,8 mm; einige völlig klare von ihnen sind ringsum scharf ausgebildet mit den Flächen (001) (vollkommene Spaltbarkeit), (110) (spaltbar), (102) und (011) bei dick-tafelför-

miger Tracht. Die meisten dieser größeren Kristalle sind wenig gut gestaltet und zeigen namentlich auch gekrümmte Flächen, und mit ihnen kommen dann auch ganz unregelmäßige Körner von derselben Größe vor. Diese größeren Kristalle und einige dickere Körner, die aus dem *Rhizocorallium*-Dolomit gewonnen wurden, ließen eine schwache blaue Färbung wahrnehmen, die übrigens nicht etwa als Kontrastfarbe gegenüber gelbem Canadabalsam zu deuten ist. Wenn die Dicke solcher Dinge für Beobachtung von Pleochroismus auch zu gering ist, so ist die Färbung doch so stark wie sonst in dem stengeligen Coelestin in der Gegend von Jena in entsprechend kleinen Teilchen.

In höchstem Grade kennzeichnend sind die Büschel und Bündel von Coelestin mit wandernder Auslöschung, die im Verein mit der starken Lichtbrechung ein jedes solches Ding im Lösungsrückstand wie im Dünnschliff leicht bestimmen lassen. Die an sich formlosen Stengel der Büschel sind meist ungefähr drei- bis fünfmal so lang als dick an dem freien, zum Teil auch Kristallflächen zeigenden Ende; als Zahlen können angegeben werden für die Länge 0,1 bis 0,25 mm, für die Dicke 0,007 bis 0,03 mm als äußerste Maße. Aus Gips von der Gemdenmühle wurden bis 1 mm lange, desminartig gestaltete Bündel ausgesondert. Die Büschel können von einem oder von einigen Punkten in einer Richtung oder gleichmäßig oder ungleichmäßig nach zwei entgegengesetzten Richtungen ausstrahlen. Es kommen aber auch ganze Kügelchen, Sphärolite, vor; wenn diese frei hervorragende Kristallenden haben, so erinnert ihre Form an die mittelalterlicher Morgensterne. In Dünnschliffen durchschnittene größere Sphärolite zeigen zwischen gekreuzten Nikols bald ein gutes, bald ein unregelmäßiges Interferenzkreuz. Streng parallele Verwachsung von Stengeln kommt kaum vor. Querschnitte von Bündeln zeigen Körner, von denen öfters mehrere nebeneinander liegende zwischen gekreuzten Nikols gleichzeitig dunkel werden.

Starke Lichtbrechung und schwache Doppelbrechung sind optische Kennzeichen des Coelestins; bunte Interferenzfarben bekommt man nur an den größten ausgesonderten Kristallen zu sehen. Durch sein optisches Verhalten ist der Coelestin leicht und sicher von Anhydrit zu unterscheiden. Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht zu erkennen, selten sind etwas größere Gasporen. Fast stets enthält der Coelestin Ton eingeschlossen, der oft, aber nicht immer durch Eisenoxyde rötlich gefärbt ist. Die Bündel sind oft

gerade im Mittelpunkt und in den mittleren Stengeln rötlich. Das ausgesonderte Coelestinpulver ist blaß-rötlich. Auch allerwinzigste Coelestine können im auffallenden Licht noch ein paar rote Pünktchen aufweisen. Größere Bündel zeigen im Dünnschliff bisweilen eine besondere Hülle von Ton; ich wage es aber nicht, zu behaupten, daß Coelestin in den tonreicheren Partien der Gipse in größerer Menge stecke als in den reineren Gipskörnern, in denen man gerade die winzigen freien Kriställchen finden kann, die ihrerseits allerdings in tonreicher Masse nicht zu erkennen sind.

Der Coelestin gelangt in die Aussonderungsrückstände aus Gipsen auch mit Quarz und Albit verwachsen hinein; eine reine Abscheidung mit Hilfe schwerer Lösungen ist nicht möglich. Auf chemischem Wege läßt sich der Coelestin durch Kochen mit konzentrierter K^2CO^3 -Lösung oder durch Behandlung mit Flußsäure und Salzsäure für sich allein in ziemlich reine Lösung bringen. Flammenfärbung, Spektrum, Reaktionen auf Schwefelsäure und Strontium wurden bei allen Vorkommnissen zur Bestimmung angewendet. Der Coelestin aus den Gipsen erwies sich als völlig frei von Baryum, wie der der faserigen Platten von Wogau und Dornburg; dagegen fand sich im Coelestin aus dem *Rhizocorallium*-Dolomit, auf chemisch reines Strontiumsulfat berechnet, ein Gehalt von 2,341 v. H. an $BaSO^4$. Die Frage, ob der Coelestin aller verschiedenen Lagen dieses Gesteins denselben Gehalt an $BaSO^4$ hat, muß ich unentschieden lassen, ebenso die, ob neben Coelestin auch Baryt vorhanden ist; diese beiden Mineralien werden sich mikroskopisch wohl nicht unterscheiden lassen.

Eine Bestimmung der Menge des Strontiumsulfates in den Gipsen durch chemische Analyse wurde nicht ausgeführt, weil der Coelestin augenscheinlich ungleichmäßig im Gestein verteilt ist. Der Gips Sophienhöhe I, nach Entfernung des Fasergipses, enthält nach mechanischer Analyse mit Beachtung aller Verhältnisse schätzungsweise 0,3 v. H. Coelestin, der einen halben Meter davon entfernte Gips Sophienhöhe II dagegen nur etwa 0,02 v. H. Aus 400 g des letzteren wurden nur 0,264 g = 0,066 v. H. Mineralien vom Gewicht über 3,19 abgeschieden, von denen etwa nur der dritte Teil Coelestin ist. Der Gips von der Gemdenmühle enthält ungefähr ebensoviel Coelestin wie der Gips Sophienhöhe I. Ich kann angeben, daß der Gips von der Gemdenmühle ungefähr dreimal so viel Quarz als Coelestin enthält.

Ein Verhältnis dürfte noch besonders hervorzuheben sein: der Gips Sophienhöhe II enthält viel sauber gestaltete größere Quarzkristalle, die aber nur 1—2 mm groß sind, und wenig Coelestin fast nur in winzigen Kristallen; der Gips Sophienhöhe I enthält dagegen neben noch größeren Quarzen auch größere Coelestine, und der Gips von der Gemdenmühle führt die größten Quarze und die größten Coelestine.

Coelestin im *Rhizocorallium*-Dolomit. Der *Rhizocorallium* führende Dolomit zeigt einen Wechsel von einige Millimeter bis zu wenigen Zentimetern mächtigen Lagen von magnesiahaltigem Kalkstein, Dolomit, sandigem Dolomit, quarzitischem Dolomit, dolomithaltigem Quarzit bis fast reinem Quarzit. Bei einer Mächtigkeit z. B. von 12 cm können 8—10 verschiedene Lagen unterscheidbar sein. In allen solchen mineralisch verschiedenen Lagen kommt Coelestin, und zwar noch weiter lagenweise spärlicher oder reichlicher vor; das ganze Gestein ist durchaus nicht gleichmäßig mit Coelestin durchspickt. Die Büschel des *Rhizocorallium* selbst zeigten in Dünnschliffen und beim Auflösen keinen Gehalt an Coelestin. Die drei Stücke, die ich dem Museum in Dresden entnahm, erwiesen sich als verschieden reich an Coelestin, und ich vermute, daß die einzige Bank, die im Röt bei Jena das *Rhizocorallium* auf ihrer Sohlfläche führt, durchaus nicht überall Coelestin enthält. Nur an einem Stück traten dünne Platten von rötlichem Coelestin als teilweise Metasomatosen nach Molluskenschalen auf frischen Bruchflächen da hervor, wo diese Schalen beim Zerschlagen der Fläche nach gespalten waren; frei in Hohlräume hineinragende „Gruppen“ von Coelestin oder gar Kriställchen kommen durchaus nicht vor, wie man das wohl aus den Angaben von E. E. SCHMID herauslesen könnte. An dem mit Salzsäure behandelten Stück traten dann viel mehr Coelestinhaufwerke hervor.

In den Lösungsrückständen aus allen verschiedenen Lagen zusammen — der mühsame Versuch, einzelne Lagen für sich aufzulösen, schien nichts wesentlich bedeutsameres zu ergeben — findet sich der Coelestin außer in z. T. dickeren Körnern von 0,15 bis 0,5 mm Durchmesser noch in Plättchen, die optisch aus nur einem Individuum bestehen können und dadurch ausgezeichnet sind, daß sie zahllose, meist dicht nebeneinander liegende rhombische Eindrücke bis Löcher aufweisen. Das sind die Räume, die von Dolomitrystallen eingenommen waren, was sich

durch die Anschauung dieses Coelestins in Dünnschliffen ergab. Es erscheint der Coelestin eben noch weiter geradezu als Versteinerungsmaterial. Es wurden selbst vollständige mit Schloß usw. erhaltene kleinste Lamelli-branchiatenschalen und kleinste vollständige Schneckenbrut durch Salzsäure sowohl aus den an Dolomit reichen, als auch aus den an Quarzsand reichen Lagen befreit. Herr WANDERER bestimmte unter den zierlichen Resten: *Myophoria Goldfussi* v. ALB., *Myophoriopsis (Pseudocorbula) gregaria* v. MÜ., Steinkerne von cfr *Myophoriopsis nuculiformis* ZENK., *Myoconcha* sp. cfr *gastrochaena* DUNK., *Gonodon Schmidti* GEIN., Gastropodenschalen und Steinkerne cfr *Omphaloptycha* sp.

So sauber solche kleinen Versteinerungen auch aussehen, so entspricht ihre Coelestinmasse doch fast stets nur einem Teile der ganzen Schalendicke. Die Versteinerungen sind eben nur teilweise Coelestin-Metasomatosen, z. B. sind an *Myophoria Goldfussi* besonders die Rippen in Coelestin erhalten, so daß im Lösungsrückstande kammartige Gebilde oder einzelne Nadeln vorhanden sind. Es muß erwähnt werden, daß letztere durchaus nicht Spongien-nadeln sind. Im Dünnschliff sieht man nun die teilweise Verdrängung der Molluskenschalen durch körnige oder stengelige Aggregate mit Neigung zu radialstrahligem Gefüge von Coelestin, in die Dolomitrhomboeder hineinragen, die übrigens augenscheinlich auch ganz frei und wohlgestaltet im Coelestin eingebettet vorkommen. Die optischen Eigenschaften lassen den Coelestin sich vortrefflich von dem Dolomit abheben; ihn aber hieran als solchen unter dem Mikroskop zu erkennen, ist schlechterdings unmöglich, da auch Spaltbarkeit meist nur wenig hervortritt. Ob nicht manchen Angaben von Apatit in sedimentärem Gesteinen in Wirklichkeit Körner usw. von Baryt zugrunde gelegen haben, kann sehr die Frage sein.

Die Größe der Coelestinkörner im *Rhizocorallium*-Dolomit schwankt von 0,1 bis 0,5 mm. Die Menge kann ich für das eine Stück des *Rhizocorallium*-Dolomites auf 0,05 v. H. schätzen: 1090 g ergaben 183 g sehr feinen Sand, aus dem durch Jodkaliumjodquecksilber-Lösung vom Gewicht 3,19 im ganzen an Coelestin, Grossular, Rutil, Zirkon, Turmalin 1,854 g abgeschieden wurden, also 0,170 v. H. des ganzen Gesteins; ich schätze auch hier den Gehalt an Coelestin darunter auf etwa ein Drittel. Ein anderes Stück dürfte reicher an Coelestin gewesen sein;

der Rückstand daraus wurde verarbeitet zur Bestimmung des authigenen Rutils. Eine Bestimmung des wirklichen Gehaltes an Coelestin in dem Stück war aber gar nicht möglich, da beim Auflösen feste quarzitisches Platten übrig blieben, die doch auch noch Coelestin enthielten.

Es muß zum Schluß betont werden, daß der Coelestin im *Rhizocorallium*-Dolomit in allen mineralisch verschiedenen Lagen vorkommt, daß quarzitisches Lagen z. T. geradezu zur Hälfte aus Albit bestehen können, daß neugebildeter Grossular und Rutil ebenfalls sowohl in den quarzitisches als auch in den mehr dolomitischen Lagen vorkommen, obwohl sie in letzteren in Dünnschliffen schwerer beobachtbar sind.

Das Vorkommen der mikroskopisch kleinen authigenen Gemengteile Quarz, der ja schon lange aus sedimentären Gesteinen bekannt ist, Albit, Grossular und Rutil spricht nach ihrer ganzen Erscheinungsweise und ihrer Lagerung dafür, daß sie entstanden sind zur Zeit der Ablagerung und Bildung der Wirtgesteine durch Vorgänge, für die C. W. von GÜMBEL die zusammenfassende Bezeichnung Diagenese gegeben hatte. Albit und Grossular sind es wohl besonders, die für eine starke Einwirkung der abgelagerten Massen aufeinander unter Beihilfe des Meereswassers und seiner Salze sprechen. Allein für die Entstehung des mikroskopischen Coelestins in beiderlei Gesteinen scheinen Albit und Grossular und auch die ganz geringe Menge von Rutil nicht weiter in Betracht zu kommen. Dasselbe gilt zunächst auch von dem Quarz, der im Gips nur Mikrolithe von Anhydrit, nicht von Gips enthält, also sicher zugleich mit dem Anhydrit entstanden ist.

Der aus einzelnen dünnen Lagen von verschiedener mineralischer Zusammensetzung aufgebaute *Rhizocorallium*-Dolomit lehrt, daß der chemische Bestand seit seiner Ablagerung und einer Diagenese, einer allgemeinen Metamorphose, wesentlich unverändert geblieben ist, denn selbst eine etwa zu vermutende allgemeine „Dolomitisierung“ könnte wohl kaum vereinzelt, wenige Millimeter mächtige Lagen von in kalter, verdünnter Salzsäure leicht löslichem Kalkstein verschont haben.

Der mikroskopische Coelestin muß nun auch ein ursprünglicher, an Ort und Stelle entstandener, authigener Gemengteil der Gipse und des Quarzit-Dolomites sein. Er

findet sich nicht in allen Gipsschichten, nicht in allen Dolomiten; ein „Quarzit“ von der Kunitzburg enthält keine Spur von Coelestin, obwohl reichlich Albit in z. T. wasserklaren, scharfen Kristallen und verhältnismäßig viel Grossular; der Dolomit mit *Beneckeia tenuis* von der Kunitzburg enthält auch keinen Coelestin; dicht beieinander gelegene Stellen einer und derselben etwa 1 m mächtigen Gipsbank (Sophienhöhe I und II) führen Coelestin in verschiedener Größe und Menge, und diese Gipsbank ist nur ein Teil einer bis 20 m mächtigen Gipsablagerung; der Coelestin tritt nicht angehäuft in Hohlräumen oder in Adern oder Lagergängen wie in den „Coelestin-Schichten“ auf; die Größe der Coelestine im Gips steht in Beziehung zur Größe der authigenen Quarze; Coelestin tritt in eigener Kristallgestalt, nicht in Pseudomorphosen auf, im Gips also ganz so wie der in beträchtlicher Menge vorhandene Dolomit. Es könnte nur die Möglichkeit erwogen werden, daß der Coelestin erst bei der Umbildung des Anhydrites in Gips sich in Kristallen und Kristallbündeln ausgeschieden hat aus einem ursprünglichen Gehalt des Anhydrites an Strontium. Allein der *Rhizocorallium*-Dolomit enthält ja keine Spur von Gips oder Anhydrit, und mit jener Erwägung kommt man nicht um die Hauptschwierigkeit herum, daß hier im Röt der Coelestin in einem ganz besonderen und zwar quarzreicheren Horizont im Gips angehäuft ist, daß er ebenso — bisher — nur in einem Dolomit-Quarzit gefunden worden ist, und dann daß er in Menge in diesen Horizonten auftritt, in Menge, so gering sie auch ist, gegenüber dem Gehalte der ganzen Erde und des Meereswassers an Strontium.

Wenn Baryt auf Mineral- und Erzgängen und in lagenhaften metasomatischen Erzen in Menge auftritt trotz der geringen Menge des Baryums in dem ganzen Erdkörper, so können wir ihn leicht herstemmen lassen aus einem geringen Gehalt des Feldspates an Baryum, wenn wir nichts besseres angeben können. Beim Coelestin versagt dieses Erklärungsmittel völlig, weil er überhaupt sehr viel häufiger in und mit Gips und Kalkstein vorkommt, als auf Gängen im Silikatgestein. Daß bei der Entstehung der stengeligen Lagergänge von Coelestin in den sog. Coelestinschichten bei Jena eine Strontiumverbindung in Menge gewandert ist, wird niemand in Abrede stellen, aber es fragt sich, wie weit ist sie gewandert und von wo ist sie hergewandert.

Bei dem hier betrachteten Vorkommen des mikroskopischen Coelestins muß eine Strontiumverbindung zugleich mit dem ganzen chemischen Bestand der Gesteine zur Ablagerung gelangt sind. Eine selbständige, rein chemisch-physikalische Ausscheidung des Strontiumsulfates aus dem Meereswasser bei der Bildung der Anhydrite und Dolomite kann nicht in Frage kommen; denn wie sollte es möglich sein, daß die einzelnen Schichten einer und derselben nicht absonderlich mächtigen Formation, die sich nacheinander, aber doch eben in demselben Meeresraume ablagerten, aus dem Meereswasser nur hin und wieder einmal Strontiumsulfat erhielten. Und es enthalten doch selbst die einzelnen dünnen Lagen des *Rhizocorallium*-Dolomites verschiedene Mengen von Coelestin, ohne Unterschied, ob sie mehr dolomitisch oder an Kieselsäure reicher sind. Den Gehalt des Meereswassers an Strontium aber müssen wir doch wohl für einen kleinen geologischen Zeitraum als unveränderlich annehmen. Wenn man den Erguß an Strontium reichen Quellwassers in das Meer heranzuziehen beliebigen wollte, so müßte man gleich dagegen auf die Wassermenge des Meeres, und sei es auch nur des Meeres der germanischen Triasprovinz, hinweisen.

Alle Schwierigkeiten der Erklärung der lokalen Anhäufung von Strontium fielen weg, wenn es einen besonderen Vorgang gäbe, durch den Strontium aus dem Meereswasser abgeschieden wird. Einen solchen Vorgang gibt es. O. BÜTSCHLI⁹⁾ hat endgültig nachgewiesen, daß es Radiolarien in der Gruppe der *Acantharia* gibt, deren Skelett wesentlich aus Strontiumsulfat besteht. Ich denke selbstverständlich nicht daran, daß etwa die in den Radiolarien nachgewiesenen Coelestinkriställchen unverändert in denen des Gipses vorliegen; die Organismen haben nur den chemischen Stoff zusammengebracht. Der geringe Gehalt an Baryumsulfat gerade im *Rhizocorallium*-Dolomit, nicht im Gips, kann diese Auffassung nicht beeinflussen, denn dieses Gestein enthält ja eben auch Detritus von Silikategesteinen.

Radiolarien leben an der Oberfläche des Meeres, auch in Meeresbuchten, als Teil des Planktons, dessen Zusammensetzung oder Menge sich im Laufe der Zeit in einem und demselben Gebiet ändern kann. Mußte zur Bildung von

⁹⁾ O. BÜTSCHLI: Über die chemische Natur der Skelettsubstanz der *Acantharia*; Zool. Anzeiger, Bd. 30, 1906, S. 784.

Anhydritlagern immer neues Meereswasser verdampfen, so konnte in ihm gelegentlich einmal auch Plankton herbeigeführt werden, das neben den Strontiumsulfat ausscheidenden *Acantharia* auch Kieselsäure ausscheidende Radiolarien und Diatomeen enthielt. Woher in aller Welt rührt die Kieselsäure, die sich in Form von Quarzkristallen oder im Dolomit-Quarzit in ganzen Lagen, in Quarzhauferwerken, neu ausgeschieden hat? Durch welchen chemisch-physikalischen Vorgang werden die Spuren, die davon im Meereswasser enthalten sind, herausgelockt? Durch welche Reaktionen könnten denn etwa die Quarzsplitter und Silikate sedimentärer Ablagerungen bald in Lösung geraten, bald nicht? Und wenn das möglich wäre, weshalb durchdringt denn etwa aus den Gesteinen durch Sickerwässer herausgezogene gelöste Kieselsäure das dünne Bänkchen des *Rhizocorallium*-Dolomites nicht wenigstens halbwegs gleichmäßig?

Mikroskopischer Coelestin ist bisher wenig bekannt gewesen. Dieses eine geologische Vorkommen genügt vielleicht manchem nicht, um über seine Entstehung „mit Erwägungen über die Grenzen der Beobachtung hinauszugehen“. Warten wir ab, bis alle einzelnen Horizonte des Rotes bei Jena mikroskopisch und chemisch untersucht sind, bis solche Untersuchungen auch in dem ganzen Gebiet der germanischen Triasprovinz durchgeführt sind, bis bei der Nachbarschaft aller Coelestin- und Strontianit-Vorkommnisse angefragt worden ist, woher sie das Strontium erhalten haben. Vielleicht behauptet dann doch schließlich das Leben sein Recht.

[Manuskript eingegangen 7. August 1919.]

2. Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalkes der Heidelberger Gegend.

Von Fräulein GISELA BENDER in Baden-Baden.

(Hierzu Tafel I—IV und 8 Textfiguren.)

Vorwort.

Eigentlich sollte man glauben, daß eine so gut bekannte und durchforschte Formation wie der Muschelkalk wenig Stoff biete für weitere, wissenschaftliche Arbeiten. Es sind wohl schon die meisten Versteinerungen dieser Schichten beschrieben, jedoch zum großen Teil mehr oder weniger unsystematisch, indem die Verfasser meist nur die verschiedenen Arten aufstellten, die sie in ihrem Arbeitsgebiet gefunden hatten. Selten, daß der eine oder der andere näher auf eine Form einging. Zu einer vergleichenden Untersuchung aller oder der meisten Arten einer bestimmten Gattung sind bisher nur recht wenige Forscher übergegangen. Daher war es von großem Interesse, als nach und nach Abhandlungen über einzelne Invertebratengattungen und Arten erschienen. H. CREDNER, N. Jahrb. f. Min. 1851: Gervillien der Trias in Thüringen. E. PHILIPPI, N. Jahrb. f. Min. 1902, I: Zur Stammesgeschichte der Pectiniden. A. RIEDEL: Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalkes, Berlin 1906. E. STOLLEY: Über einige Ceratiten des deutschen Muschelkalkes, Berlin 1916.

Damit ist der Anfang gemacht, die ganze Muschelkalk-Invertebratenfauna monographisch darzustellen. Die Vertebraten sind teilweise schon von F. VON HUENE und vor allem von H. V. MEYER beschrieben.

Wie der Name Muschelkalk schon sagt, ist für diese Formation das Heer der Muscheln am bezeichnendsten. Es ist daher verständlich, daß gerade ihre Kenntnis von allgemeinerem Interesse ist. Unter den häufigeren Muschelarten wären zu nennen die Gervillien, Hoernesien, Limen, Pectines, Myophorien, und das Heer der sog. „Myaciten“.

Während man die anderen Muschelarten schon mit richtigen Gattungsnamen belegt hat, so laufen die „Mya-

citen“ in der Literatur meist nur unter diesem nicht genauer definierten Namen. „Was man nicht definieren kann, spricht man als ‚Myacites‘ an.“

Durch Herrn Geheimrat Prof. Dr. W. SALOMON und Herrn Redakteur KÖNIG veranlaßt, habe ich nun versucht, in dieses Chaos von wenig charakteristischen, vielfach durch Übergänge verbundenen, sehr oft verdrückten und wenig skulptierten Muschelsteinkernen etwas Ordnung zu bringen. Vollständige Klarheit konnte ich, mit dem mir zur Verfügung stehenden Material, leider nicht schaffen, da nirgends etwas von Schloß-, Mantel- oder Muskeleindrücken erhalten ist. Allein GIEBEL, 1856, fand bis jetzt Schalen von Myaciten. Näheres hierüber Seite 91.

Zu großem Dank bin ich Herrn KÖNIG verpflichtet. Er ist wohl der beste Muschelkalkkenner des Kraichgaues. Er stellte mir aus seiner schönen Sammlung weitaus den größten Teil des Myacitenmaterials zur Verfügung. Auch Herr Dr. WILHELM WAGNER-KLETT war so freundlich, mir sehr gutes Material zu geben. Außerdem fand ich noch im Institut massenhaft Myacitensteinkerne vor, wovon allerdings nur wenige Stücke Verwertung finden konnten, da die Hauptmenge zu schlecht erhalten war.

Sämtliche Steinkerne stammen vom Muschelkalk der Kraichgauer Senke, zwischen Odenwald und Schwarzwald. Material von anderen Gegenden mit in Betracht zu ziehen war leider nicht möglich. Teils trägt der Krieg daran Schuld, da die Beamten der betreffenden Institute nicht mehr am Platze sind, teils ist das Material so zerbrechlich (Lieskau), daß an ein Verschicken nicht zu denken ist. Um diesem Versäumnis einigermaßen nachzukommen, sah ich mir die am meisten in Betracht kommenden Sammlungen an. Es waren dies hauptsächlich die Funde der Städte München, Würzburg, Tübingen, Stuttgart. - An den drei ersten Orten besuchte ich die Universitätssammlungen, in Stuttgart das Kgl. Naturalienkabinett, die Geologische Landesanstalt, die technische Hochschule und die Privatsammlung von Dr. C. BECK. Nach Berlin und Halle bin ich der Kriegsverhältnisse wegen bisher nicht gekommen, doch werde ich das Versäumte, sowie es möglich ist, nachholen. Da die Arbeit schon abgeschlossen war ehe ich die Reisen unternahm, kann ich die Beobachtungen an dem fremden Material nicht mehr in meinen Text einarbeiten. Ich bringe daher das mir wichtig und neu erscheinende als Anhang bei den einzelnen Formen unter.

Wie die verschiedenen Arten sich auf die einzelnen Schichten verteilen, kann man am übersichtlichsten aus der stratigraphischen Aufstellung der Tabelle II erkennen.

Nun möchte ich noch meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geheimrat Prof. Dr. W. SALOMON, für die äußerst freundliche Unterstützung herzlichst danken. Durch ihn und Herrn Redakteur KÖNIG wurde mir des öfteren guter Rat zuteil, der mir bei der doch recht unerquicklichen Arbeit über manchen toten Punkt weghalf.

Einleitung.

Beim Lesen des Titels dieser Arbeit wird sich vielleicht mancher fragen: Lohnt es sich denn, die bisher stets als undefinierbare Steinkerne angesehenen „Myaciten“ zu bearbeiten? — Der Leser wird sehen, daß ich, trotz der Schwierigkeiten des Gegenstandes, immerhin etwas Ordnung hineingebracht habe, da ich über ein ungewöhnlich gutes und reichhaltiges Material verfüge. Und so wird derjenige, der „Myaciten“ findet und bestimmen will, in meiner Arbeit ein Hilfsmittel haben sich rasch über den Wert, den Namen und die stratigraphische Bedeutung seiner Funde zu unterrichten. Aber freilich wird er auch sehen, daß ich viele Schwierigkeiten nicht überwinden konnte, weil der Erhaltungszustand die Beantwortung mancher Fragen ausschließt.

Zunächst möchte ich auf Grund meines Materials sagen, wie ich mich zur bi- und trinominalen Nomenklatur stelle. Letztere erscheint mir bei einem großen Teil meines Materials angebrachter. Es sind dies die *Pleuromyen* aus dem Hauptmuschelkalk. Mit diesem Material möchte ich meine Anschauung näher begründen. WEPFER, 1911 (S. 3), sagt: „Alles das, was wir als Variationen — im Gegensatz zu den Mutationen — eines beliebig herausgegriffenen Typus betrachten können, das dürfen wir — wenn die Übergänge vollkommen sind — zur selben Art stellen.“ Damit bin ich vollständig im Einklang. Aus dem allgemeinen Teil, den ich der Betrachtung der *Pleuromyen* vorausschicke, kann man erkennen, daß sämtliche *Pleuromyen*-formen durch recht gute Übergänge miteinander verbunden sind. Ich halte es daher für angebrachter einen Typus herauszugreifen und wähle zu diesem Zweck die *Pleuromya musculoides typus*. Alle anderen Formen wären als ihre Variationen zu betrachten. Man würde letztere dann so zu benennen haben:

Pleuromya musculoides ventricosa
Pleuromya musculoides elongata
Pleuromya musculoides mactroides
Pleuromya musculoides grandis
Pleuromya musculoides rhomboidea
Pleuromya musculoides crassa

Bis auf die eine Bezeichnung *mactroides*, erkennt man gleich aus dem dritten Namen der Formen, wodurch sie sich vom Typus unterscheiden und daher eine Variation darstellen.

Am liebsten würde ich in der Arbeit die Versteinerungen auch unter diesem Namen aufführen. Einstweilen sind aber die Anhänger der trinominalen Nomenklatur nur sehr spärlich. Es würde daher diese Art der Bezeichnung verhindern, daß die Formen möglichst schnell mit den ihnen zugeteilten Namen in der Literatur Eingang finden. Dies zu verhindern aber ist keinesfalls der Zweck der Arbeit. In der Abhandlung teile ich daher aus Gründen, die im speziellen Teil auseinandergesetzt werden, einstweilen die Masse der Steinkerne aus dem Hauptmuschelkalk in vier Arten und drei Nebenformen ein.

Bei dem Homomyenmaterial aus dem Wellenkalk fehlt es an Übergängen. Wahrscheinlich nur mangels reicherer Funde. Allerdings wäre es hier auch möglich, daß sich tatsächlich vier vollständig getrennte Arten gegenüberstehen. Die Frage zu entscheiden steht anderen zu, denen es möglich ist, an der Hand glücklicher Funde näheres darüber ausfindig zu machen.

In folgendem möchte ich einiges dazu bemerken, wie ich bei der Beschreibung der einzelnen Formen vorgegangen bin. Zunächst erhebt sich die Frage, wie sind denn die Muscheln überhaupt erhalten: als Steinkerne, Skulptursteinkerne oder als Schalenexemplare? Wie mancher hat sich bei ähnlicher Gelegenheit darüber den Kopf zerbrochen und ist zu keinem befriedigenden Ergebnis gelangt. So geht es auch mir. Bei vielen Stücken möchte ich zwar annehmen, einerseits, daß es Schalenexemplare sind, andere halte ich für Steinkerne oder Skulptursteinkerne.

Sicher haben die Formen alle sehr dünne Schalen gehabt und dadurch wäre es wohl möglich, daß sich die feinere Skulptur — z. B. Anwachsstreifen — auch auf den Steinkernen erhalten hat. Daß dann nirgends die Muskel- und Mantelsaumanheftungsstellen erhalten sind, spricht nicht da-

gegen. Bei den dünnen Schalen haben sich die Muskelansatzstellen wahrscheinlich schwach eingedrückt und verwischten sich bei der kleinsten Verdrückung.

Die Steinkerne und Schalenexemplare wären folgendermaßen zu erklären: Die Muschel versinkt nach dem Tode im Schlamm oder wird von diesem eingehüllt. Das Organische verwest und der Schlamm dringt ein. Nun vergeht geraume Zeit; noch haben wir die Schalen erhalten, auch nach Verfestigung des Sedimentes, denn sonst müßte ja alles verdrückt werden. Nun lösen Sicker- oder sonstige Wasser die leicht zerstörbare Schale auf. Würden wir in diesem Stadium das Gestein anschlagen, so fänden wir einen Steinkern. Das ist die eine Möglichkeit.

Andererseits kann man den Vorgang auch weiter verfolgen. In dem kleinen Zwischenraum, erzeugt durch das Hinweglösen der Schalen, setzt sich wieder durch Wasser neue Substanz ab. Meistens wird es CaCO_3 \pm Verunreinigungen aus dem umgebenden Gestein sein. Der neue Absatz füllt den Zwischenraum aus und gibt, wenn er in Zusammenhang mit dem Steinkern auswittert, die Skulptur der äußeren Schale wieder. Diese wurde ja von der ursprünglichen Muschelschale auf das sie umgebende Gestein abgedrückt. Wir hätten demnach ein Schalenexemplar, natürlich mit sekundär ersetzter Schale. Solche Stücke liegen mir selbst nur wenige vor, doch fand ich eine ganze Anzahl davon in den Sammlungen von München, Stuttgart, Tübingen und Würzburg.

Noch eine Möglichkeit muß ich berücksichtigen, wenn sie auch auf den ersten Blick sehr unwahrscheinlich erscheinen wird. Wir haben wieder den Steinkern mit dem sehr schmalen, noch unausgefüllten Zwischenraum. Alles ist verfestigt; nun sinken die Schichten, durch den auf ihnen lastenden Druck, in sich ein. Alles kommt hierbei in einen ganz grobplastischen Zustand, denn sonst müßte man überall Risse und Sprünge, auch an den Fossilien, wahrnehmen. In diesem Zustand pressen die Versteinerungen ihre Masse gegen das sie umgebende Gestein und erhalten den Abdruck der äußeren Schalenskulptur. Nun hätten wir einen richtigen Skulptursteinkern. Ohne diese Erklärung können Schlammskulptursteinkerne überhaupt nicht entstehen. Die bisher vertretenen Ansichten hierüber erscheinen mir unhaltbar und fände ich es sehr lohnenswert, wenn man dieser Frage einmal näher-treten würde.

Bei der jeweiligen allgemeinen Beschreibung der Formen bin ich stets so vorgegangen, daß ich hintereinander auf folgende Eigenschaften zu sprechen kam: Umriß, Länge, Wölbung, Skulptur, Wirbel.

Sollte ausgedrückt werden, daß eine Form a im Vergleich zur Form b z. B. dicker = gewölbter sei, so habe ich dies in Zahlenverhältnissen ausgedrückt, denn was sagen die Wörter „länger“, „dicker“, „höher“?

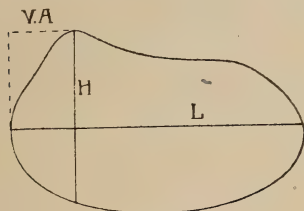


Fig. 1.

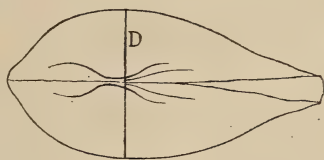


Fig. 2.

Als Beispiel diene *Homomya Albertii* VOLTZ, die in zwei verschiedenen Formenreihen auftritt. Einmal sind die Steinkerne niedrig und dabei dick, das andere Mal hoch, aber wenig dick. Von den Formen a und b habe ich die Länge (L), die Höhe (H) und die Dicke (D) gemessen.

La = 57,80 mm	Lb = 44,50 mm
Ha = 24,00 mm	Hb = 27,60 mm
Da = 23,30 mm	Db = 20,40 mm

Ob eine Form stark gewölbt ist oder nicht, erkennt man am besten an dem Verhältnis der D zur H. Es ist also das Verhältnis aufzustellen für

$$Da:Ha = 23,30:24,00$$

$$Db:Hb = 20,40:27,60$$

Setzt man hierin die Dicke jeweils gleich eins und berechnet den dazugehörigen Wert für die Höhe, so bekommt man:

$$\text{I. } Da:Ha = 1:1,03$$

$$\text{II. } Db:Hb = 1:1,35$$

Aus I sieht man, daß bei der Form a Dicke und Höhe beinahe gleich sind, während bei der Form b die Höhe größer ist als die Dicke. Weichen aber Dicke und Höhe in ihren Werten kaum voneinander ab (1:1,03), so müssen die Steinkerne stark gewölbt sein, einerlei, wie es um die Länge steht. — Will man weiter wissen, ob die Form a länglicher ist als b, so braucht man nur das Verhältnis von:

$$Ha:La = 24,00:57,80$$

$$Hb:Lb = 27,60:44,50$$

aufzustellen und die Höhe wieder = 1 zu setzen. Man erhält dann:

$$\text{Ha:La} = 1:2,40 \quad \text{Hb:Lb} = 1:1,61$$

Die Form a ist also im Vergleich zu b langgestreckter. Das Gleiche kann man meistens auch aus dem Verhältnis von D zu L ersehen: Bei dem angeführten Beispiel zufällig nicht sehr deutlich.

Auch die Lage des Wirbels, ob dieser \pm dem Vorderende genähert ist, habe ich durch Zahlenverhältnisse ausgedrückt. Man mißt erst die Länge = Gesamtlänge (GL) des in Betracht kommenden Stückes, dann den vorderen Wirbelabstand (VA) und vergleicht die beiden Werte.

$$\text{VA:GL} = 26,10:58,00$$

Wieder setzt man den ersten Faktor = 1 und erhält:

$$\text{VA:GL} = 1:2,22$$

Der Wirbel liegt also beinahe in der Mitte des Steinkernes. Ich denke, daß aus diesen kurzen Erläuterungen das Verfahren verständlich wird und wende mich zum speziellen Teil der Arbeit.

Definition der Gattung „*Myacites*“.

In SCHLOTHEIMS Petrefaktenkunde, 1820, finde ich zum ersten Male den Namen „Myaciten“. Er ist aufgestellt um Ähnlichkeit und Übereinstimmung der Formen mit der Gattung „Mya“ auszudrücken. Wir wissen aber bestimmt, daß die „Myaciten“ ein ganz anderes Schloß haben, als die Myen besitzen. Wo auch in späterer Literatur das Genus „*Myacites*“ aufgestellt wird, ist SCHLOTHEIM als Autor dieses Namens angegeben. Erst später verteilte man viele jurassische Arten unter gut definierte Gattungen und beschränkte die Anwendung des Namens „*Myacites*“ \pm auf die Arten des Muschelkalkes.

SCHLOTHEIM selbst aber gibt keine Gattungsdefinition, sondern beschreibt gleich die verschiedenen Spezies. Jedoch bemerkt er Seite 176, daß: „Vielleicht mehrere Pholaditensteinkerne für Myaciten oder sogenannte Musculiten gehalten werden, deren Originale zu den Pholaden gehörten.“ — Weiter bemerkt er Seite 177 unter der Speziesdefinition des *Myacites musculoides*: „Es ist dies die gewöhnlichste Art der Myaciten, unter der älteren Benennung *Musculites* am bekanntesten.“ — Ob nun wirklich SCHLOTHEIM den Namen

Myacites eingeführt hat, oder ob vor ihm ein anderer Autor den Gattungsnamen aufgestellt hat, konnte ich nicht sicher feststellen. Tatsache ist, daß ich in aller, mir zur Verfügung stehenden Literatur vor 1820, nur auf den Namen *Musculites* gestoßen bin.

So bei WALCH, Naturgeschichte der Versteinerungen zur Erläuterung der KNORRSchen Sammlung (1768). — Die meisten alten Schriftsteller brauchten die Wörter *musculos* und *mytilus* als gleichbedeutend und meinten damit Steckmuscheln-*Pinna*, während sie die Muschelart, die im Steinreich ein „Musculit“ genannt wird, zu den „Tellmuscheln“ zählen. WALCH faßt alle unter dem gemeinsamen Namen Mytuliten zusammen und trennt sie dann in Unterabteilungen, deren eine die der Musculiten ist. Letztere beschreibt er folgendermaßen: „Die Musculiten haben auf der breiten Seite ihr Schloß, sind gleichschalig, nicht gebogen (nämlich nicht wie die Mytuliten), kurz und breit, so wie alle gemeinen Flußmuscheln sind, deren man sich beim Malen zu den Wasserfarben bedient.“ Dasselbst, S. 84, sind nach dem System des Verfassers die Mytuliten „eine Geschlechtsgröße der Musculiten; dieses begründet sich auf die Lage des Schlosses“. — Treffend sagt der Autor an dieser Stelle: „daß die Natur unmerklich von einem Geschlecht zum anderen übergeht und dazwischen eine Art setzt, welche gleichsam die Grenze unter zwei Geschlechtern ausmacht und daher mit beiden nahe verwandt ist. Es gibt sehr viele Gattungen und Nebengattungen von den Musculiten, die Geschlechtsgröße ist sehr wechselnd.“

Im gleichen Jahre bildet KNORR in der „Sammlung der Merkwürdigkeiten der Natur“ (mit dem Text von WALCH) Taf. B II, 1 und 2, Musculiten ab. Bei beiden Abbildungen möchte ich bezweifeln, daß es Myaciten sind, hingegen ist die Abbildung auf Taf. II, b5 ein richtiger Myacit. Er stammt aus dem Thüringischen und kann zu *Myacites mactroides* gestellt werden. Er schreibt über das Musculitengeschlecht Ähnliches wie WALCH, doch auch verschiedenes Neues, so: „das aus diesen Musculiten gebildete Petrefakt ist im Steinreich seiner natürlichen Schale sehr oft beraubt, so daß nichts als der Steinkern übrig bleibt.“ Er erklärt sich dies folgendermaßen: „Die Muscheln schließen nicht fest. Der eingetrocknete Steinkern fällt heraus und die beiden getrennten Hälften gehen verloren!“

WALCH, Das Steinreich, 1769, S. 162, Taf. 19, Fig. 3. Diese Abbildung gibt einen Myaciten wieder (*mactroides?*), sonst Beschreibung wie vorher.

Bei ARGENVILLE, 1772, WALLERIUS, 1778, VOGEL, 1776, BERTRAND u. a. m. sind die Musculiten auch erwähnt, aber alle bringen sie mit den Miesmuschel-Mytuliten zusammen und führen keine Trennung durch.

Dann kommen 1813 SCHLOTHEIMS Beiträge in LEONHARDS Taschenbuch (7). In ihnen nennt er verschiedene Musculiten, die in Oryct. norica abgebildet sein sollen. Ich fand nur eine Abbildung: Taf. IV, Fig. 11. Es kann dies ein schlechtes Stück einer *musculoides* sein.

SCHLOTHEIMS Petrefaktenkunde, 1820, bringt dann, wie gesagt, zum erstenmal den Namen „*Myacites*“.

ZIETEN, 1830, Versteinerungen Württembergs, führt die Formen unter *Mya* und *Arca*.

DE LA BÈCHE, 1832, Handbuch der Geognosie, stellt sämtliche Formen zu *Mya*.

ALBERTI, 1834, in seiner Monographie, beschreibt die Formen unter *Mya*.

Erst GOLDFUSS, 1834—1840, Petrefacta germaniae, gibt S. 253 zum erstenmal eine Definition des Genus *Myacites* SCHLOTHEIM. Er sagt: „Diese Steinkerne sind der Quere nach verkehrt-eiförmig oder oval, bauchig oder konvex, vorn abgekürzt und meist abgerundet. Die Wirbel liegen nahe am vorderen Ende, sind ebenso dick und gegeneinander eingebogen, wie bei *Lutraria*, aber meistens niedriger. Sie klaffen nur hinten ein wenig, und ihre Oberfläche ist konzentrisch gestreift und gerunzelt. Spuren des Schlosses hat man noch nicht gefunden. Die häufig bemerkliche Verschiebung beider Hälften läßt ein schmales Band und locker eingreifende Zähne oder deren gänzlichen Mangel vermuten. Da sie vorn geschlossen sind und keinen Eindruck einer vom Schlosse ausgehenden Leiste wahrnehmen lassen, so dürften sie weder der Gattung *Mya* noch der Gattung *Anatina* angehören. Sie kommen häufig im Muschelkalk und selten in den unteren Schichten des bunten Sandsteins vor.“ Diese Definition stimmt auch noch heute mit dem größten Teil der Formen überein. Weiter bemerkt der Autor S. 254 (zusammengefaßt, nicht wörtlich): „Unter dem Namen ‚*Myaciten*‘ verstand man alle vorweltlichen Steinkerne, die in die Nähe von *Mya*, *Erycina* und *Anatina* gehören, die aber kaum zu unterscheiden sind, da sie oft unvollkommene Ausfüllungen

oder an ihren Enden abgenutzt sind, so daß sich nicht einmal mit Gewißheit erkennen läßt, ob die Muscheln mehr oder weniger klaffend waren. Die Zahl dieser *Myaciten* ist indessen so groß, daß eine Abteilung derselben in mehrere Gattungen wünschenswert bleibt. Man geht hierbei nach äußeren Merkmalen und nach dem geognostischen Vorkommen.“ GOLDFUSS vereinigt hiernach die Formen des Muschelkalks unter dem Namen „*Myaciten*“, während er diejenigen, deren Oberfläche mit winklig gebrochenen Rippen geziert ist, zu *Lysianassa* stellt (Name von GR. zu MÜNSTER vorgeschlagen), und alle übrigen zu den *Luttrarien*.

BRONN, 1837, in der *Lethea geognostica* (S. 174), behält den an *Mya* erinnernden Namen *Myacites* bei, doch nur mit dem Vorbehalt, daß damit keineswegs auch nur die Wahrscheinlichkeit ausgedrückt werden sollte, daß sie dem Genus *Mya* LAMMARKS angehören.

AGASSIZ, 1844, in *Etudes critiques*, teilt die *Myaceen* in eine Menge von Sippen, je nachdem die beiden Klappen gleich oder etwas ungleich, glatt oder gestreift sind, und nach der Schloßbeschaffenheit¹⁾. Von den *Myaciten* stellt AGASSIZ die Hauptmenge zu *Pleuromya* und nur eine Form zu *Arcomya* (*Arcomya inaequalis*). Trotzdem bleiben ihm bei vielen, indifferenten Formen große Zweifel. Spätere Autoren kamen aber zu der Anschauung, daß das, was man an sicher definierbaren Arten zu *Pleuromya* gestellt hatte, anderen Gattungen angehörig sei. Für die Steinkerne des Muschelkalks aber, die weder Schloß noch Muskeleindrücke zeigten, wollte man den Namen *Pleuromya* nicht verwenden. So blieb *Myacites* im Gebrauch.

GEINITZ, 1845, *Grundriß der Versteinerungskunde*, meint, die gewöhnlichsten Arten (*musculoides*, *vendricosa*, *elongata*, *mactroides* und *radiata*) spielten so ineinander über, daß es fast unmöglich sei, sie zu unterscheiden. Er und D'ORBIGNY, 1850, *Prodrome et terre crét.*, 1843, verwerfen das Genus *Pleuromya* und stellen die Formen zu *Panopaea*, und zwar AGASSIZ' *Pleuromyen* zu *Panopaea* und seine *Arcomya* zu *Pholadomya*. Das ist aber meiner Ansicht nach nicht berechtigt, denn abgesehen davon, daß keine Spur

¹⁾ *Terquem*, 1853, meint Ag. habe das Schloß dieser Sippen ungenau oder gar nicht gekannt, weiter habe er bei der Einteilung keinen Wert darauf gelegt, ob die Formen ein äußeres oder inneres Band besaßen, so daß später diese Sippen bunt umhergeworfen wurden.

von dem eigentümlichen Schloß der Panopaeen nachweisbar ist, klafften anscheinend unsere Formen bei Lebzeiten vorn nicht, oder doch nur sehr schwach.

BRONN zitiert 1848, in seinem Index Palaeontologicus, alle hierher gehörenden Formen unter den von den Autoren bisher aufgeführten Namen.

STROMBECK meint 1849, in der „Kenntnis der Muschelkalkbildung im nordwestlichen Deutschland“, die Formen könnten vielleicht zu *Pleuromya* zu stellen sein — was näher zu bestimmen sei — und vereinigt einstweilen alle unter dem einen Namen *Myacites musculoides*. QUENSTEDT behält 1850, in seinem Flözgebirge den Namen *Myacites* bei.

An der Stelle, wo DUNCKER 1851, in dem Muschelkalk von Oberschlesien, auf die Myaciten zu sprechen kommt, meint er, daß, obgleich ihre Schale noch nicht bekannt sei, die Steinkerne von verschiedenen Muschelgattungen herühren. Er bemerkt richtig, daß diese Versteinerungen mit Namen zu belegen seien, wenn auch immerhin das Genus zweifelhaft bliebe. Er meint, man könnte sie zu *Lyonsia Turton* stellen, wegen der konzentrischen „Reifchen“ und dem Zusammentreten der Wirbel.

PICTET, 1853, Traité de Paléontologie, gibt den Namen *Myacites* ganz auf und widersetzt sich dadurch vielen deutschen Autoren, die diese Gattung aufrechterhalten, da bei vielen fossilen Formen die Charaktere nicht genügend erhalten seien, um genaue Übereinstimmung mit den Panopeen, Myen usw. aufzustellen.

PICTET vernachlässigt in seinem Werk diejenigen fossilen Formen, deren Einreihung nicht mit Sicherheit gemacht werden kann. Er meint, man dürfte keinesfalls einen schwankenden und unsicheren Gattungsnamen annehmen, um in ihm Arten zu vereinigen, die, wenn sie besser bekannt wären, einer ganz anderen Gattung angehören würden. Zwei Formen führt er dann unter dem Genus *Panopaea* auf.

Dazwischen stellt KING (Literatur noch nicht gefunden) sein Genus *Allorisma* auf. Dies entfernt sich von den Myaciten durch die granulöse Struktur der Schale und durch die scharf umgrenzte Lunula. Nebenbei wird aber *Myacites* als Synonym angegeben und dieser Name nur deswegen verworfen, weil er andeute, die Formen seien fossile *Mya*-Arten, eine Auffassung, gegen die sich BRONN doch ausdrücklich verwahrt hat.

GIEBEL begrenzt, in seinem Muschelkalk von Lieskau, 1856, die Eigentümlichkeit dieser Muschel unter Beibehaltung

des Namens *Myacites* schärfer: „Schalen gleichklappig, stark gewölbt, quer verlängert, vorn und hinten gerundet, sehr wenig klaffend, mit vor der Mitte gelegenen dicken, an der Spitze durchbohrten Wirbeln und nur mit Wachstumsfalten gezeichneter Oberfläche; das Schloß völlig zahnlos, unter dem Wirbel der Schloßrand gebuchtet in der rechten Klappe, in der linken entsprechend verdickt und dahinter eine verlängerte, dicke Schwiele, über der sich das Band befestigte; ein großer vorderer und kleinerer hinterer rundlicher Muskeleindruck; der Mantelsaum hinten tief gebuchtet.“ Er weist die Zugehörigkeit zu *Panopaea* ab, weil diese einen Schloßzahn hat.

Daß der Wirbel nicht durchbohrt gewesen sein kann und nur eine Eigentümlichkeit des Erhaltungszustandes ist, beweist SEEBACH deutlich.

SEEBACH, 1861, Weimarer Trias, stellt die Formen wieder alle zu *Pholadomya* (außer einer Form, die er zu *Thracia* rechnet), mit der Begründung, daß, wenn man die bevorstehende Charakteristik von GIEBEL, dem nur Stücke einer Art vorlagen, gehörig ergänzt und das Genus *Pholadomya* in der Weise begrenzt, daß es auch *Homomya* AG. mit umschließt, zwischen *Myacites* und *Pholadomya* keinerlei Unterschied bleibe. Er will bei den typischen Formen, außer den gewöhnlichen Falten, parallel den Zuwachslinien, noch transversale Berippung gesehen haben. Ich selbst kann dies, obwohl ich doch rund 240 Stück untersucht habe, nur von einem einzigen Exemplar mit Bestimmtheit sagen. Weiter gibt er den durch Erhaltungszustand perforiert erscheinenden Wirbel als Beweis an, da AGASSIZ eine ähnliche Erscheinung aus der Familie der *Buccardinae* beschreibt (die Buccardinen sind eine Unterabteilung der Pholadomyen). Er meint, der einzige Unterschied läge im Nichtvorhandensein eines großen, vorderen Muskeleindrucks.

FRIDOL. SANDBERGER (siehe ALBERTI: Überblick über die Trias, Seite 134) „hat alle Myaciten, die am Ende nicht klafften, keine Zähne, aber einen geraden, unter dem Buckel etwas ausgebuchteten Schloßrand haben, bei einzelnen eine Leiste nach innen abgeht, und überdies einen ganzrandigen Manteleindruck und schmalkeilförmigen, unten aber herzförmig erweiterten Muskeleindruck wahrnehmen lassen und das Band äußerlich haben, *Anoplophora* genannt“.

Bei diesem Genus bleibt auch ALBERTI, in dem Überblick über die Trias, 1864, für einen Teil der Formen. Er

fügt noch hinzu, daß bei den Steinkernen der Anoplophoren, die nach innen vom Wirbel abgehende Leiste durch eine ganz schmale Rinne außen angedeutet ist. Muskeleindrücke sollen selten deutlich sein.

Den anderen Teil stellt er zum Genus *Panopaea* MËN. mit der Begründung, daß, da die *Panopaea agnota*, SANDBERGER in Lit. (— PHILIPPI, 1898, nennt sie *Homomya*! —) als unzweifelhafte *Panopaea* erkannt wurde, dies Geschlecht in der Trias nachgewiesen sei, und es gerechtfertigt erscheine, diesem alle mehr oder weniger klaffenden Myaciten beizuzählen. — Eine einzige Form stellt er zu *Thracia*.

QUENSTEDT sagt, 1885, im Handbuch sehr treffend, daß infolge der Erhaltung als Steinkerne, die Muschelkalkmyaciten kein Schloß erkennen lassen und deshalb ihre Entzifferung bisher unmöglich war. In ihrer Schwellung sollen manche den Isocardien gleichen; andere im äußeren Bau verschiedenen *Nucula*-Arten; wieder andere seien den Alduinen ähnlich. Er beschreibt die einzelnen Formen dann aber doch unter dem Namen *Myacites*.

SANDBERGER, 1893, stellt im Muschelkalk von Unterfranken, die Formen wieder zu *Pleuromya*.

KOKEN, 1896, in den Leitfossilien bringt bei der paläontologischen Übersicht die Anoplophoren SANDB., zu denen er die Muschelkalkmyaciten rechnet, zu der Familie der *Nayadidae* (einschl. *Cardinidae*). Er meint, der Typus der Gattung wäre *Anoplophora lettica* (auf welche POHLIG später irrig die Gattung *Unionia* gründete). Die alpinen, von SANDBERGER selbst hierhergerechneten Arten bilden eine andere Gruppe. Obgleich SANDBERGER in seiner späteren Literatur von diesem Namen abgekommen ist, und die Formen zu *Pleuromya* stellt, so bleibt KOKEN doch dabei, wenn auch nur, wie schon gesagt, für die Triasmyaciten.

H. WAGNER, 1897, beschreibt, im Muschelkalk von Jena, nur eine Form, die *Pholadomya musculoides* und sagt, diese Form zeigt sich in verschiedenen Altersstufen, worunter er wahrscheinlich auch Formen verstanden hat, die andere Autoren trennen.

E. PHILIPPI, 1898, im *Trigonodus*-Dolomit von Schwieberdingen, meint, die triadischen, sogenannten Panopaeen gehörten zum Genus *Homomya*, wie es VON ZITTEL jetzt faßt, der Unterschied liege in der dünneren Schale, Mangel an Zähnen und in der erheblich seichterem Mantelbucht.

In der *Lethaea geognostica*, 1903, meinen E. PHILIPPI und F. FRECH, im Kapitel der wirbellosen Meeresfauna

der deutschen Trias, die vielen schloßlosen Myaciten der deutschen Trias seien zu *Pleuromya* zu stellen.

AHLBURG desgleichen, 1906, in der Trias im südlichen Oberschlesien.

1907 nennt SCHMIDT, im Wellengebirge von Freudenstadt, die Arten unter dem Gattungsnamen *Homomya*, gibt aber keine nähere Begründung.

Ehe ich nun selbst eine Definition der Gattung gebe, wie sie mir nach den heutigen Kenntnissen berechtigt erscheint, möchte ich nochmals zusammenfassend sagen, warum nach meiner Ansicht die Formen weder zu *Panopaea*, *Anoplophora*, *Lyonsia*, *Thracia*, *Ceromya*, *Gresslya*, *Mac-tromya* und *Allorisma* zu stellen sind. (Zum Vergleich betrachte man die Tabelle I.)

Hiernach scheiden für meine weiteren Betrachtungen aus: *Thracia* LEACH und *Lyonsia* TURTON, da diese Formen ungleich schalig und hinten zu stark abgestutzt sind. Weiter *Panopaea* MÉNARD DE LE GROYE, da ich, wie ich sofort erläutern werde, bei keinem Stück eine Andeutung des ihr zukommenden Schlosses gefunden habe. Bei meinen guten Formen nämlich, rund 240, sind bei 150 Stücken die beiden Schalen gegeneinander verschoben, was bei eingreifenden Zähnen nicht der Fall sein sollte. Das Gleiche gilt für *Anoplophora* SANDB. emend. v. KOENEN (vgl. ZELLER 1907, Seite 78). Die Wirbel liegen hier zu weit vorn, außerdem haben diese Formen einen ganzrandigen Manteleindruck und sind „Brack- oder Seichtwasserbewohner“ (ZITTEL). *Ceromya* AG. scheidet aus, wegen der Wirbel; diese sind sehr stark angeschwollen, ungleich und nach außen gedreht. Außerdem soll man auf den Steinkernen auf der rechten Seite, unter dem Wirbel, eine Furche sehen, die eine innere Schwiele andeutet.

Allorisma KING hat granulöse Struktur und zuweilen vorn eine deutliche Lunula; beides habe ich nicht beobachtet.

Gresslya AG. emend. TERQUEM hat, wie *Ceromya* AG., auf der rechten Seite der Steinkerne eine, von den Wirbeln nach hinten streichende, mehr oder weniger horizontale Furche; diese stellt den Eindruck einer Schwiele dar, der zur Anheftung des fast ganz verdeckten linearen Ligamentes diene. Diese Formen sind verlängert eiförmig, während die *Ceromya* AG. herzförmig aufgebläht ist.

Zu *Mactromya* Ag. können die Formen auch nicht gehören, da ich nirgends die Leisten abgedrückt gefunden habe, die auf diesen Steinkernen vorn von den Wirbeln ausgehend, auf beiden Seiten, gesehen werden sollen.

Es bleiben nun für die weitere Betrachtung noch übrig *Pholadomya*, *Homomya*, gleichbedeutend mit *Arcomya* und *Pleuromya*. Ich glaube mit Bestimmtheit sagen zu können, daß bei meinen Formen die Gattungen *Homomya* und *Pleuromya* vertreten sind. Wie es mit *Pholadomya* steht, ist fraglich. Möglich, daß meine *Pleuromya ventricosa* SCHLOTH. dazu zu rechnen wäre. AGASSIZ: Les Myes, und MOECH: Monographie der Pholadomyen, sagen ja, diese Gattung trete erst mit dem Lias auf und geben als Hauptunterscheidungsmerkmal, den nahe verwandten Gattungen gegenüber, radiale Berippung an. Nun beschreibt DE KONINCK: Animeaux fossiles du Carbonifère de Belgique schon eine *Pholadomya (Omaliana)*. Sie ist nicht berippt, stimmt aber sonst mit den schildlosen Pholadomyen überein; vielleicht ist diese Form schon längst in eine sichere Gattung gebracht, was ich nicht festgestellt habe. Auf alle Fälle wäre es doch denkbar, daß ähnlich wie bei *Myophoria* und *Trigonia* die Pholadomyen des Juras aus einfachen skulptierten und glatten Formen hervorgegangen wären. Betrachtet man die Pholadomyen von MOECH, so sind die Liasformen bei weitem undeutlicher radial berippt, als die Doggerformen. — Was mich einstweilen bestimmt, meine Formen nicht zu *Pholadomya* zu stellen, ist, daß die Liasformen von MOECH alle schon hinter dem Wirbel das wohl ausgebildete Schildchen haben; ich konnte es bei meinen Formen nirgends beobachten. Außerdem gibt es recht gute Übergänge von der *Pl. ventricosa* zu der *musculoides* und letztere ist sicher keine *Pholadomya*. MOECH geht ja in seiner Systematik zu weit, indem er alle Myaciten zu seinen unberippten Pholadomyen stellt. Es erscheint mir wenigstens heute unwahrscheinlich in den typischen Homomyen und Pleuromyen der Trias, die Vorfahren der Jura-Pholadomyen zu suchen. In der Literatur hat man ja einen *Myacites radiatus* aus dem Muschelkalk beschrieben. Näheres Seite 81 und 84. Ein einziges Stück habe ich, das deutliche Radialstreifen zeigt, das aber wegen der breiten Depression, die vom Wirbel ausgeht, wohl nicht zu *Pholadomya* zu stellen ist. Ich komme später auf dieses Stück noch zu sprechen, das ich mit der *Pleuromya musculoides* vereinigte. Die Gattung *Homomya* ist vertreten

durch *Homomya Albertii*, *Althausi*, *impressa* und *fassaënsis*. Die Formen haben anscheinend kein Schloß besessen, wenigstens keine Zähne, denn ihre Schalen sind häufig verschoben. Bei *Homomya Albertii* allerdings 38,8% in der Art, daß die rechte Schale über die linke zu liegen gekommen ist. Man könnte einen Vorsprung am Schloßrand der rechten Schale vermuten. Dies brächte die Formen in die Nähe von *Pleuromya*, wohin sie aber nicht gehören, da sie stets auch vorn etwas klaffen. Außerdem ist die Vorderseite etwas verlängert, während sie bei *Pleuromya* kurz gerundet oder steil abfallend ist. Auf der Hinterseite bemerkt man auch eine mehr oder weniger deutlich ausgebildete Kante, die für *Homomya* spricht. Außer einigen schlecht erhaltenen Abdrücken liegen mir meist Steinkerne vor; ich konnte daher die Körnchenreihen der äußeren Schalenschicht nicht beobachten. Die Wirbel sind entweder nach keiner Seite gebogen, oder aber nach hinten. Beim Betrachten der Pleuromyen-Steinkerne von der Seite könnte man verleitet werden, sie für prosogyr zu halten. Sieht man aber von oben darauf, so erkennt man mehr oder weniger deutlich, daß auch hier die Wirbel meist opistogyr sind. Oft sind sie allerdings nur recht schwach nach hinten gebogen, was aber trotzdem zu erkennen ist an den die Wirbel abgrenzenden Kanten.

Zu *Pleuromya* AG. emend. ZITTEL stelle ich meine Formen *ventricosa*, *musculoides*, ihre Nebenformen *rhomboidea*, *grandis* und *crassa*, weiter die *elongata* und *macroides*.

Bei allen Formen kann man tabellarisch feststellen, daß die Schalen entweder nicht verschoben sind, oder doch so, daß die rechte Schale über der linken liegt. Zum Beispiel:

<i>Pleuromya musculoides</i>	41,3%	rechts	über	links.
„ <i>ventricosa</i>	44,4%	„	„	„
„ <i>crassa</i>	83 %	„	„	„
„ <i>elongata</i>	100 %	links	über	rechts.

Dies spricht für *Pleuromya*, denn sie hat in jeder Klappe einen dünnen, horizontalen Vorsprung, wovon sich der der rechten Klappe über den der linken legt.

Sämtliche Formen klaffen vorn nicht oder doch nur sehr wenig und sind hier mehr oder weniger abgestutzt oder abgerundet, stets aber kürzer als *Homomya*. Die

Formen haben beinahe alle vorn unter den Wirbeln, frontal betrachtet, eine charakteristische, herzförmige Einsenkung.

Es bleiben nur noch die vielen, kleinen Formen übrig, unter dem Namen *fassaënsis* recht bekannt. Genau stimmen sie in ihren Merkmalen weder mit *Homomya* noch mit *Pleuromya* überein. Jedoch bringe ich sie einstweilen bei der ersten Gattung unter, da mir keine andere bekannt ist, in die sie mit mehr Recht gesetzt werden können.

Was die Verdrückung der einzelnen Stücke betrifft, so kann diese sehr verschiedene Formveränderungen der Muschelsteinkerne hervorrufen. Ich selbst habe anstehend nur zwei Arten sammeln können, *Homomya Albertii* und *fassaënsis*.

Homomya Albertii steht meist auf den Schalenbauchrändern; diese Stellung ist zu verstehen, da die Formen Schlammbewohner waren. Zu Lebzeiten staken sie mit dem Vorderende nach unten und ließen die Siphonen hinten herausstehen. Durch Versuche von K. WALTHER, 1893—1894, Seite 390 u. f., hat man gezeigt, daß ähnliche Formen, wenn sie dem Tode nahe kommen, auf die Oberfläche steigen und ihre Lebensstellung zu verbessern suchen. Hierbei graben sie sich mit dem Fuß in der Längsrichtung ein, kommen nicht mehr weit, sterben und werden verschüttet. Da sie etwas im Schlamm stecken, können sie von den Wellen nicht so leicht erfaßt werden. In dieser Stellung findet man viele *Homomyen Albertii*, es sind dies dann die zylindrischen „Walzen“-Formen, während man auch andere findet, die flach auf den Schichten liegen. Letztere wurden von den Wellen umgespült und sind dann bei der Sedimentation durch den auf ihnen lastenden Druck flachgedrückt worden. Man meinte in den zwei extremen Formenkreisen zwei verschiedene Arten zu haben, aber da ich alle Übergänge von der zylindrischen zu der flachen *Homomya Albertii* finden konnte, bin ich überzeugt, daß alles nur eine Art ist.

Homomya fassaënsis findet man meist flach auf den Schichtflächen, häufig in einzelnen Schalenstücken. Dies sind die breiten, hohen, beinahe runden Formen; ehe sie verschüttet wurden, waren sie für kurze Zeit ein Spiel der Wellen. Die länglichen, niedrigen Formen findet man in mehr oder weniger senkrechter Stellung zu den Schichtflächen, so daß die Deformierung leicht verständlich ist.

Spezieller Teil.

Untersuchung der in der Heidelberger Trias auftretenden Arten.

Die Homomyen.

Definition der Gattung.

Schale gleichklappig, dünn, hinten und vorn quer verlängert. Vorn schwach, hinten stärker klaffend; konzentrisch gestreift oder runzelig. Schalen mehr oder weniger gewölbt, auf der Hinterseite mit schwacher Kante, Schloß zahnlos. Wirbel mehr oder weniger in der Mitte gelegen und entweder gerade oder nach hinten gebogen. Band äußerlich.

Homomya Albertii VOLTZ.

(Tafel I, Fig. 1 a b c, Fig. 2 a b und Fig. 3.)

Historisches.

ZIETHEN, 1830, bildet zum erstenmal eine, nach meiner Meinung hierhergehörende Muschel ab, und zwar unter dem Namen *Arca inaequalvis* GOLDF. aus dem Wellenkalk von Freudenstadt im Schwarzwald. Obgleich die Abbildung nicht ganz stimmt mit meiner typischen *Homomya Albertii*, ihr nur im allgemeinen Habitus gleichkommt, so nenne ich diese Abbildung doch als die älteste hierher gehörige.

Als Autor des Namens *Arca inaequalvis* gibt er und DE LA BÈCHE, 1832, GOLDFUSS an, der aber unter diesem Namen eine richtige *Arca* abbildet, keineswegs eine an *Homomya Albertii* erinnernde Form. Die erste gute Abbildung und Beschreibung bringt GOLDFUSS 1840 unter dem Namen *Myacites Albertii* VOLTZ.

Literaturangaben.

- 1830 ZIET.¹⁾ *Arca inaequalvis* GOLDF. S. 94, T. 70, Fig. 3. a—c.
 1840 GOLDF. *Myacites Albertii* VOLTZ. S. 231 (2. Aufl.), S. 249 (T. 154, Fig. 3), Orig. i. Münch.
 1844 AG. *Arcomya inaequalvis* AG., S. 176.
 2²⁾ 1849 STROMB. *Myacites Albertii* VOLTZ. S. 131.
 1851 QUENST. *Arca inaequalvis* ZIET. S. 34.
 ? 1855 SCHAUR. *Myacites inaequalvis* ZIET. S. 516, Taf. 2, Fig. 6.
 ? 1859 BERGER *Myacites Albertii* VOLTZ. S. 169, Tafel 3, Fig. 10, 11, 12.

¹⁾ Namenabkürzung, siehe im Literaturverzeichnis.

²⁾ [?] bedeutet, daß es fraglich ist, ob dem betreffenden Autor die echte *Homomya Albertii* VOLTZ vorlag.

- 1864 ALB. *Panopaea Albertii* VOLTZ. S. 149, Tafel 5, Fig. 1.
Orig. in Stuttgart, Naturalienkabinett.
1885 QUENST. *Arca inaequalis* ZIET. S. 855, Tafel 67, Fig. 18.
1907 SCHM. *Homomya Albertii* VOLTZ. S. 39 u. f.
1908 ENGEL *Homomya Albertii*, S. 78 u. f.
1910 FRAAS *Panopaea Albertii*. S. 160, T. 42, Fig. 8. Orig.
i. Stuttgart, Naturalienkabinett.

Vorliegendes Material. Vertikale Verbreitung. Erhaltungszustand.

Es stehen mir rund 80 Exemplare zur Verfügung. Sie stammen alle aus der Heidelberger Umgebung, von den Herren KÖNIG und WAGNER-KLETT gesucht. Ich selbst habe wenige gesammelt, da ich nur im Anstehenden suchte, wo es mir hauptsächlich darauf ankam, die Lage der Muscheln im Gestein zu sehen; das andere konnte ich am vorliegenden Material ja alles gut erkennen. Die Muscheln stammen hauptsächlich von Leimen, Diedesheim und Obrigheim (Mörtelstein). Außer ganz seltenen Vorläufern im Wellendolomit und dem einen Vertreter aus dem Unteren Trochitenkalk, findet man die Hauptmenge im Wellenkalk. Hierin trifft man sie ausschließlich in dem von SCHMIDT, 1907, benannten Lager der *Homomya Albertii*. Die Formen liegen mir alle in Steinkernen, selten in Skulptursteinkernen vor, eine als Abdruck. Seltsamerweise fehlen diesem reichhaltigen Material die Jugendformen; nur zwei solche Stücke wurden mir nachträglich, als ich schon beinahe die Arbeit abgeschlossen hatte, zur Verfügung gestellt. Auch die Übergangsformen von diesen winzigen Stücken zu der Menge der ausgewachsenen oder doch vollständig ausgebildeten Formen liegen nicht vor. Ein einziges Stück ist 25,5 mm lang, also weit kleiner als die übrigen. Bei manchen der aufgestellten Berechnungen habe ich im folgenden dieses eine Stück ausgeschlossen, da es mit seinen weit abstehenden, zusammenhanglosen Werten die Berechnungen zu sehr beeinflusst hätte.

Aus der Literatur ersieht man, daß die *Homomya Albertii* VOLTZ zuerst im Oberen Buntsandstein auftritt, im Wellenkalk ihre Hauptverbreitung hat, um dann im Unteren Trochitenkalk zu verschwinden.

Beschreibung der *Homomya Albertii* VOLTZ auf Grund des eigenen Materials.

Man kann die vielen Stücke, die mir vorliegen, in zwei Gruppen scheiden, die in ihren äußersten Formen im Umriss weit voneinander abweichen, aber durch Übergänge

eng miteinander verbunden sind. Die erste Gruppe umfaßt alle jene zu „Walzenform“ verdrückten — wie QUENSTEDT 1851 treffend bemerkt. Zu den anderen gehören alle die hohen, „flachen“ Formen. Daß dieser verschiedene Erhaltungszustand auf die Lage der Muscheln beim Tode zurückzuführen ist, wurde schon auf Seite 40 bemerkt. Im folgenden eine Tabelle (A), die den Übergang von einer Form zur anderen zeigt.

A.				Höhe zur Länge = 1:1,62				Flache Form
Höhe zur Länge	=	1:2,55		„	„	„	= 1:1,59	
„	„	„	= 1:2,54	„	„	„	= 1:1,49	
„	„	„	= 1:2,49					
„	„	„	= 1:2,46					
„	„	„	= 1:2,40					
„	„	„	= 1:2,38					
„	„	„	= 1:2,36					
„	„	„	= 1:2,32					
„	„	„	= 1:2,28					
„	„	„	= 1:2,25					
„	„	„	= 1:2,22					
„	„	„	= 1:2,20					
„	„	„	= 1:2,17					
„	„	„	= 1:2,12					
„	„	„	= 1:2,09					
„	„	„	= 1:2,07					
„	„	„	= 1:1,94					
„	„	„	= 1:1,92					
„	„	„	= 1:1,91					
„	„	„	= 1:1,90					
„	„	„	= 1:1,89					
„	„	„	= 1:1,84					
„	„	„	= 1:1,76					
„	„	„	= 1:1,72					
„	„	„	= 1:1,64					
				B.				Flache Form
				Dicke zur Höhe	=	1:1,66		
				„	„	„	= 1:1,50	
				„	„	„	= 1:1,49	
				„	„	„	= 1:1,45	
				„	„	„	= 1:1,43	
				„	„	„	= 1:1,36	
				„	„	„	= 1:1,26	
				„	„	„	= 1:1,24	
				„	„	„	= 1:1,23	
				„	„	„	= 1:1,21	
				„	„	„	= 1:1,18	
				„	„	„	= 1:1,15	
				„	„	„	= 1:1,12	
				„	„	„	= 1:1,09	
				„	„	„	= 1:1,07	
				„	„	„	= 1:1,05	
				„	„	„	= 1:1,03	
				„	„	„	= 1:1,02	
				„	„	„	= 1:1,01	

Das Gleiche ist auch zu ersehen, wenn man eine Tabelle (B) aufstellt für das Verhältnis der Dicke zur Höhe. Bei den „flachen“ Formen ist die Höhe stets merklich größer als die Dicke; während sie bei den zu „Walzenform“ verdrückten, beinahe der Dicke gleichkommt.

Aus der nun folgenden Aufstellung wird man ersehen, in welchen extremen Größenverhältnissen mir die *Homomya Albertii* VOLTZ überhaupt vorliegt und welches die durchschnittlichen Werte sind, die sie weitaus am häufigsten zeigt. Zur Berechnung habe ich 30 wohl ausgebildete Stücke, an denen man die in Betracht kommenden Größen gut messen konnte, benutzt. Die Maße sind alle in Millimetern ausgedrückt.

		Länge	Höhe	Dicke
I	Alle 30 Exemplare* schwanken zwischen	75,00—34,00	32,00—14,00	27,00—13,00
II	Daraus berechneter Mittelwert	54,50	23,00	20,00
III	Werte zwischen denen die Hauptmasse der Stücke schwankt. . .	16 Stücke zw. 58,00—50,00	24 Stücke zw. 28,00—19,00	27 Stücke zw. 24,00—14,00
IV	Daraus berechneter Mittelwert (Normal- größe)	14 weit zerstreut 54,00	6 weit zerstreut 23,50	3 weit zerstreut 19,00

Weiter kann man aus allen drei Tabellen zusammen erkennen, welches Umrißbild die Formen in ihrem heutigen Erhaltungszustand haben. Es sind alles längliche Muscheln, die dabei mehr oder weniger stark gewölbt sind, so daß eine Gruppe, wie schon gesagt, typische „Walzenform“ annimmt.

Skulptur. Die Steinkerne zeigen alle mehr oder weniger deutliche konzentrische Anwachsstreifen. Nun verdicken sich die Streifen am Vorderrande zu stark ausgeprägten Runzeln. Man beachte was hierzu im Anhang, auf Grund anderen Materials, bemerkt wird. Diese Runzeln sind bei allen *Homomyen Albertii* sehr gut ausgebildet, und zwar mit der speziellen Besonderheit, daß sie ziemlich scharf gegen die konzentrische Streifung der übrigen Steinkernoberfläche abgegrenzt sind. Da ich ähnliches sonst nur bei ganz vereinzelt anderen Formen beobachtet habe, möchte ich diese Runzeln (die auch schon ALBERTI, 1864, QUENST., 1885, u. a. m. erwähnen), als typisch für die *Homomya Albertii* ansehen. Weiter ist zu bemerken, daß hinter den Wirbeln jederseits, von diesen ausgehend, eine Kante verläuft, die fast immer deutlich beginnend, nach hinten unten zieht, wo sie allmählich verschwindet. Diese Kanten umschreiben das sogenannte „hintere Feld“ von AG. Hinter ihnen ist die Schale etwas eingedrückt um dann wieder sanft anzusteigen und die Schalenränder zu bilden, die von der Hälfte des hinteren Feldes an, plötzlich deutlich klaffen. Auch vorn klaffen die Schalen, aber wenig und ganz allmählich.

Die zugespitzten, etwas nach hinten eingebogenen Wirbel liegen mehr oder weniger in der Mitte und berühren sich stets. Sieht man von der Seite auf eine

Form in der Stellung der Abbildungen Taf. I, Fig. 1 a, Fig. 2 a, so fällt von ihnen aus sowohl die Vorder- als auch die Hinterseite flach ab. Letztere wölbt sich dann hinten im klaffenden Abschnitt wieder etwas nach oben. Vorn und hinten sind die Schalen sanft gerundet. Der untere Schalenrand verläuft mehr oder weniger horizontal. Was die Bezahnung und das Ligament betrifft, so ist leider hierüber wenig auszusagen. Vermutlich liegen die Verhältnisse, was die Bezahnung anbelangt, wie bei den Homomyen aus Jura und Kreide. Unmittelbar hinter dem Wirbel liegt ein deutlich eingesenktes, kleines „Feldchen“ dieses ist vermutlich bei allen Sitz des Ligamentes gewesen²⁾. Dieses Feldchen ist nicht zu verwechseln mit dem AGASSIZSchen Feld. Es entspricht ihm nur in dem innersten, unmittelbar hinter dem Wirbel gelegenen Teile. Übrigens sind Feld und Feldchen nicht immer scharf abgegrenzt.

Zusammenfassung über die *Homomya Albertii* VOLTZ.

Die *Homomya Albertii* VOLTZ tritt, nach Literaturangaben, im Oberen Buntsandstein auf, erreicht im Unteren Muschelkalk, und zwar im Wellenkalk, die Hauptverbreitung, um, mit ganz vereinzelt Ausläufern, im Unteren Trochitenkalk zu verschwinden. Ihrem Formenkreis gehören längliche, teils niedrige und stark gewölbte, teils höhere und flache Individuen an. Die durchschnittlichen Größenverhältnisse sind Länge = 54,00 mm; Höhe = 23,50 mm und Dicke = 19,00 mm; charakteristisch sind die stark ausgeprägten Runzeln am Vorderrande. Sonst besteht die Verzierung in schwachen, konzentrischen Streifen. Weiter ist bemerkenswert das, von den Kanten hinter den Wirbeln abgegrenzte „hintere Feld“, in dem unmittelbar hinter den Wirbeln das auf Seite 45 beschriebene „Feldchen“ liegt. Die Schalen klaffen hinten plötzlich stark, vorn allmählich schwach. — Die kräftigen Wirbel liegen mehr oder weniger in der Mitte, sind zugespitzt, eingebogen, sich berührend und opistogyr. Von ihnen fallen Hinter- und Vorderseite langsam ab, diese gehen in schöner Rundung in den mehr oder weniger horizontalen Schalenbauchrand über.

²⁾ Nur bei einem einzigen Sternkern, vgl. Tafel I, Fig. 3, konnte ich mit Sicherheit den Abdruck der Ligamentleisten beobachten.

Anhang.

In Stuttgart, in der Sammlung des Naturalienkabinetts, fand ich außer zwei Originalstücken von ALBERTI (1864) und FRAAS (1910) noch Material aus dem Wellenkalk von folgenden Orten: Aach b. Freudenstadt, Neckarburken, Rohrdorf a. d. Nagold, Horgen b. Rottweil, Dietersweiler, Freudenstadt, Diedesheim a. Neckar. Teilweise sind die Formen mit anderen Namen bezeichnet, z. B. mit *Arca inaequalvis*, *Mya elongata* usw.

Nach dem vorgefundenen Material könnte man geneigt sein anzunehmen, daß das Fehlen der starken, konzentrischen Runzeln auf der hinteren Schalenseite nur eine Folge des Erhaltungszustandes sei. Es wäre möglich, daß bei der lebenden Muschel die Runzeln über die ganze Schalenoberfläche hinweggingen. Bis zu dem Beweis dieser Anschauung muß man aber doch dabei bleiben, die Runzelung der Vorderseite als charakteristisch für die *Homomya Albertii* VOLTZ zu bezeichnen, da mit ganz wenigen Ausnahmen diese Art der Skulpturerhaltung nirgends sonst bei meinem Material zu bemerken ist.

Ein Stück von Freudenstadt mit einem alten Etikett von ZIETEN fand sich; möglich, daß es ZIETENS Originalstück zu seiner *Arca inaequalvis* ist.

Interessant sind vier Sandsteinkerne von Sulzbad i. Elsaß. Sie sind sehr schlecht erhalten und mit dem Namen *Panopaea? suffarcinata* (was nicht recht zu entziffern war) versehen. Der äußeren Form nach könnten es Homomyen sein. Von oben betrachtet sind sie \pm oval im Umriß und klaffen hinten recht stark. Da die Stücke zu schlecht erhalten sind, möchte ich mich nicht näher dazu äußern. Was ich aber glaube, ist, daß es sicher Vorgänger der hier behandelten Muscheln sind. Es bleibt nur noch zu bemerken, daß bei einigen Exemplaren des Stuttgarter Materials vor den Wirbeln ein eingesenktes Feld (? Lunula) zu sehen ist. Da ein solches Feld bei meinem Material nur ganz schwach bei einigen wenigen Stücken angedeutet ist, kann ich es nicht in der Beschreibung des Typus berücksichtigen.

In Tübingen stimmt das Material mit meinem überein. Nur waren auch hier einige Formen von Freudenstadt als *Mya elongata* und *Arca inaequalvis* bezeichnet.

Über das Material von Würzburg ist auch nichts besonderes zu berichten. Die Formen stammen alle aus

dem Wellenkalk, und zwar aus der Terebratulabank, die Hauptmasse aus dem eigentlichen Wellenkalk.

In München liegt das Original zu GOLDFUSS' Abbildung, 1840. Es ist dies eine „fläche“ Form, sie stammt aus dem Unteren Muschelkalk von Sulzbad. Außerdem befindet sich hier Material von Freudenstadt, Marbach, Villingen, Grüntal b. Crailsheim, Veitshöchheim b. Würzburg. Sehr erstaunt war ich in München zwei typische *Homomya Albertii* in der Sammlung des Hauptmuschelkalkes vorzufinden. Nach den Etiketten stammen sie von Veitshöchheim und von der „neuen Welt“, beides bei Würzburg. Sie sollen in den Schichten des Oberen Muschelkalkes gefunden sein, und zwar in der Bank der *Myophoria vulgaris*. Wenn nicht ein Irrtum vorliegt, so sind die Stücke sehr interessant, da sie zeigen, daß die *Homomya Albertii* erst im Unteren Trochitenkalk verschwindet, nicht schon im Unteren Muschelkalk, wie man bisher meist annahm. Einzelne andere Steinkerne zeigen übrigens nur sehr wenig bis gar keine Runzeln vor den Wirbeln.

Homomya Althausi ALB.

(Tafel I, Fig. 4 a b c und Fig. 5.)

Historisches.

Erst 1864 stellt ALBERTI diese Art als neue Spezies auf. Er nennt sie *Panopaea Althausi*. In seiner Trias, 1864, bringt er als einziger, Seite 150, eine genaue Beschreibung und Tafel 5, Figur 3, a und b, eine gute Abbildung.

Vorliegendes Material. Vertikale Verbreitung.

Erhaltungszustand.

Von dieser Spezies liegen mir nur neun Stücke vor: sie stammen alle aus dem unteren Muschelkalk von Leimen und zwar sind sie gesammelt in den „Homomyenschichten“ des Wellenkalkes. Die meisten sind von Herrn KÖNIG, nur zwei von Herrn WAGNER-KLETT. Ich selbst konnte sie anstehend nicht finden, so daß es mir nicht möglich ist, auf die Lage der Muschel beim Tode und die daraus folgende Art der Verdrückung im Gestein einzugehen. Anscheinend sind die meisten Formen Steinkerne, manche vielleicht Skulptursteinkerne. Von dieser Art habe ich nur große, anscheinend ausgewachsene Stücke, keine Jugendformen.

Aus den Literaturangaben erkennt man, daß die *Homomya Althausi* ALB. eigentlich auf den unteren Muschelkalk beschränkt ist, mit wenigen Vorläufern im bunten Sandstein (Forbach-Lothringen und Würzburg). Die Form ist im ganzen sehr selten, daher auch noch wenig bekannt und selten stratigraphisch erwähnt.

Beschreibung der *Homomya Althausi* ALB. auf Grund des eigenen Materials.

Um eine eindeutige Beschreibung dieser leicht erkennbaren, typischen Form geben zu können, habe ich die Steinkerne gemessen. Aus den Verhältniszahlen der einzelnen Größen wird man erkennen, welches Umrißbild die *Homomya Althausi* zeigt. Von den neun Formen waren leider nur sieben meßbar. Tabelle 1 gibt das Verhältnis der Höhe zur Länge, Tabelle 2 das der Dicke zur Höhe.

1.	2.
Höhe zur Länge = 1:2,50	Dicke zur Höhe = 1:1,90
„ „ „ = 1:2,46	„ „ „ = 1:1,82
„ „ „ = 1:2,28	„ „ „ = 1:1,56
„ „ „ = 1:2,21	„ „ „ = 1:1,54
„ „ „ = 1:2,19	„ „ „ = 1:1,51
„ „ „ = 1:2,15	„ „ „ = 1:1,47
„ „ „ = 1:1,94	

Aus 1. folgt, daß es langgestreckte Formen sind, da die Länge immer (mit der einen Ausnahme) mindestens doppelt so groß ist, als die Höhe. Aus 2. erkennt man, daß die vorliegenden Stücke nicht stark gewölbt sind, denn wäre dies der Fall, so müßte die Höhe der Dicke beinahe gleichkommen, wie es bei dem einen Formenkreis der *Homomya Albertii* VOLTZ beobachtet wurde.

Nun eine kleine Aufstellung, die die extremen Größenverhältnisse zeigt; natürlich werden die daraus berechneten Durchschnittswerte nicht genau für anderes Material zutreffen, da mir ja nur sieben Stück zur Verfügung stehen und damit keine allgemein gültigen Werte aufzustellen sind. (Alles in Millimetern.)

	Länge	Höhe	Dicke
Die 7 Stücke schwanken zwischen	88,00—65,50	40,00—29,50	25,05—19,50
Daraus berechnete Mittelwerte	76,75	34,75	22,25

Was die Skulptur betrifft, so zeigt die *Homomya Althausi* wenig Charakteristisches. Über die ganzen Steinkerne verteilt, erkennt man konzentrische, flache, runzlige Anwachsstreifen, die vorn etwas deutlicher ausgeprägt, hinten gröber erscheinen. Vorn und hinter den Wirbeln sieht man von diesen ausgehend zwei Kanten, die eine ?Lunula und ein hinteres Feld begrenzen. Bei einem Teil der Stücke sieht es so aus, als ob der unmittelbar hinter den Wirbeln gelegene kleinere Teil des Feldes sich noch etwas gegen das Hauptfeld abgrenzt und in der Mitte das Ligament getragen habe. Wir haben dann auch hier, wie bei der *Albertii* Feld und „Feldchen“ zu unterscheiden. Die Steinkerne klaffen hinten plötzlich stark, vorn wenig, wenn sie nicht verdrückt sind, was allerdings meist der Fall ist.

Die Wirbel sind zugespitzt, nach einwärts gekrümmt, aber nicht stark und berühren sich im unverdrückten Zustande kaum. Nach ALBERTI, dem aber freilich nur zwei Stücke vorlagen, sollte der Wirbel von der Vorderseite ab ein Viertel der Gesamtlänge betragen. Das stimmt auch mit seiner Abbildung, aber nicht mit meinem Material. Zum Beweis hierfür eine Tabelle der Wirbelabstände von der Vorderseite (VA) im Verhältnis zu der Gesamtlänge (GL):

VA:GL	=	1:3,67
VA:GL	=	1:3,60
VA:GL	=	1:3,09
VA:GL	=	1:3,02
VA:GL	=	1:2,99
VA:GL	=	1:2,82
VA:GL	=	1:2,55

Außerdem erwähnt ALBERTI in seiner Beschreibung deutliche Muskeleindrücke im hinteren Teile der Schale. Bei seiner Abbildung ist davon nichts zu sehen. Wie weit seine Angaben diesbezüglich stimmen, kann ich nicht beurteilen. Bei meinem Material konnte ich dergleichen nirgends feststellen.

Zusammenfassung über die *Homomya Althausi* ALB.

Die *Homomya Althausi* tritt nach Literaturangaben, wie die *Homomya Albertii* VOLTZ, im Buntsandstein (Muschelsandstein) auf, um im unteren Muschelkalk, bei uns im Unteren Wellenkalk die Hauptverbreitung zu erreichen und dann anscheinend zu verschwinden. Diesem Typus gehören sehr langgestreckte, mäßig gewölbte, nicht allzu hohe Formen an. Die durchschnittlichen Größenverhältnisse sind: Länge = 76,75 mm, Höhe = 34,75 mm und Dicke = 22,25 mm.

Sie zeigen flache, runzlige Anwachsstreifen. Hinten klaffen die Schalenhälften stark, vorn wenig. Die Wirbel liegen meist im ersten Drittel der Schalenlänge, sind zugespitzt, eingekrümmt und berühren sich kaum. Von ihnen fällt die Hinter- und Vorderseite flach ab. Vor dem Wirbel eine ?Lunula, hinter ihm das „Feldchen“, in dem von zwei Kanten begrenzten Feld. Bauch- und Schloßrand mehr oder weniger parallel. Von Abdrücken des Ligaments und der Bezahnung ist nichts bekannt.

Anhang.

In Stuttgart, im Naturalienkabinett, sind die hierher gehörenden Formen mit dem Namen *Panopaea extensa* ALB. und *Myacites inaequalvis* bezeichnet. Sie werden von dem Wellengebirge angegeben, und zwar von folgenden Orten: Horgen b. Rottweil, Rohrdorf a. d. Nagold, Freudenstadt. In der Technischen Hochschule liegt auch eine *Homomya Althausi* aus dem Unteren Muschelkalk von Rohrdorf und ein anderer als *Arca inaequalvis* ZIET. bezeichneter Steinkern.

In Tübingen fand ich zwei schöne Exemplare der *Althausi* unter dem Namen *Mya elongata* SCHL. aus dem Wellenkalk von Wellendingen-Baden. Die Formen sind beide bedeutend kleiner als meine Stücke.

	Länge	Höhe	Dicke
1.	50,00 mm	27,00 mm	18,00 mm
2.	50,00 „	21,00 „	16,00 „

In München stimmen die wenigen *Homomya Althausi* mit meinen überein und stammen aus dem Unteren Muschelkalk von Freudenstadt.

Homomya impressa ALB.

(Tafel IV, Fig. 1 a b c.)

Der einzige Autor, der diese Art beschreibt und unter dem Speziesnamen abbildet, ist ALBERTI, 1864³⁾.

Er verweist auf eine frühere Abbildung von SCHAUROTH, Recoaro, 1855, und meint, diese Art könnte hierher gehören, was meiner Meinung nach nicht richtig ist. SCHAUROTH selbst bezeichnet seine Form nach ZIETENS, *Arca inaequalvis*, die wir als *Homomya Albertii* erkannt haben. SCHAUROTHS Formen sind \pm 18 mm groß, während unsere der *Homomya Althausi* an Größe gleichkommen; davon

³⁾ Tafel V, Fig. 2 a u. b. Orig. in Stuttgart im Naturalienkabinett.

abgesehen, ist seine Abbildung aber zu ungenau, um sagen zu können wohin die Art richtig zu stellen wäre.

Nun fand ich andererseits in SCHLOTHEIMS Nachträgen und ZIETENS Versteinerungen Württembergs, Abbildungen von *Myacites ventricosus*, die ich als hierhergehörend ansehen möchte. Sicherlich sind diese Zeichnungen stark schematisiert, doch stehen sie der *Homomya impressa* meiner Meinung nach recht nahe, während sie mit der typischen *Pleuromya ventricosa*, die ich später beschreiben werde, nur die kurze gedrungene Form gemeinsam haben. — Auch bei VOLTZ, Grés. bigar. muß man die Bezeichnung ändern, sicherlich lag auch ihm bei seiner Beschreibung nicht die *ventricosa* vor, sondern die *Homomya impressa*, da er die Arten aus dem Oberen Buntsandstein beschreibt. Bisher ist in diesen Schichten noch nie eine *Pleuromya ventricosa* gefunden worden. Sie tritt erst im Trochitenkalk auf.

Hier muß ich auch noch den *Myacites impressus* erwähnen, den RÖMER, 1844, aus dem Devon angibt. Da seine Form in keinem stratigraphischen Zusammenhang steht mit meiner *Homomya impressa* ALB., scheide ich sie ganz aus meiner Betrachtung aus.

Vorliegendes Material. Vertikale Verbreitung. Erhaltungszustand.

Es liegen mir drei Steinkerne vor, und zwar aus dem Unteren Muschelkalk von Leimen. Zwei stammen von Herrn KÖNIG, der andere von Herrn WAGNER-KLETT.

Nach den Literaturangaben ergibt sich, daß die *Homomya impressa*, wenn den betreffenden Autoren hierhergehörige Stücke vorlagen (was teilweise sehr fraglich ist), im Oberen Buntsandstein auftritt und im Wellenkalk die Hauptverbreitung hat. (Dann soll sie noch vereinzelt im Oberen Muschelkalk und sogar noch im Unteren Keuper zu finden sein.)

Beschreibung der *Homomya impressa* ALB. auf Grund des eigenen Materials.

Was nun recht schwierig sein wird, ist, eine genaue Beschreibung der Art zu geben und ihre Unterscheidung von der *Homomya Althausi* zu rechtfertigen. Zuvor muß ich überhaupt sagen, warum ich sie hier zu den Homomyen rechne und nicht zu den Pleuromyen. Letztere erreichen

ihre größte Dicke in der Wirbelgegend und verschmälern sich von da an rasch nach hinten (vgl. Taf. II, Fig. 1 c, 3, 4 c. Taf. III, Fig. 2 c usw.). Bei den Homomyen ist dies anders (vgl. Taf. I, Fig. 1 c, 3, 4 c, Taf. IV, Fig. 1 c). Die Wirbelgegend ist hier auch dick, aber die dickste Stelle der Muscheln kann weit hinter den Wirbeln liegen, wie es gerade die *Homomya impressa* zeigt. Auch bei *Homomya Albertii* sieht man Ähnliches, nur ist hier die Sache nicht so deutlich, da die Wirbel in der Mitte liegen. So kann man allgemein sagen, daß, von oben gesehen, der Umriss der Homomyen stets ein mehr oder weniger zugespitztes Oval ist, während die Pleuromyen mehr die Form eines oben an den Ecken abgerundeten Keiles zeigen, hauptsächlich bedingt durch die weit vorn liegenden Wirbel. Die drei Stücke, die mir zur Verfügung stehen, zeigen, daß auf den Flanken, nach der Wölbung unter den Wirbeln, eine dahinterliegende seichte Einmuldung und nochmals eine Anschwellung folgen. Es ist dies erst die dickste Stelle des Steinkerns; ich stelle daher die Formen zu den Homomyen. Es ist indessen, wie ich ohne weiteres zugebe, leicht möglich, daß bei späteren Untersuchungen die Art zu einer anderen Gattung gestellt werden könnte. Nun zu den Unterscheidungsmerkmalen der genannten Art und der *Homomya Althausi* ALB. Die Steinkerne sind bedeutend dicker, wie die der *Althausi*. Dies ist am besten zu erkennen, wenn man das Verhältnis der Dicke zur Höhe betrachtet.

$$\text{Dicke zur Höhe} = 1:1,18$$

$$\text{„ „ „} = 1:1,20$$

$$\text{„ „ „} = 1:1,23$$

Die bedeutende Dicke von rund 35 mm ist beinahe der Höhe gleich, bei der *Althausi* findet man als Minimum Dicke zur Höhe 1:1,47, also beinahe 1:1,50. Das Verhältnis der Höhe zur Länge kann ich nur bei einem Stück feststellen, da bei den beiden anderen hinten ein Stück abgeschlagen ist. Höhe zur Länge gleich 1:2,02. Was man aber weiter als Unterschied angeben kann, ist das hintere langsame, nicht starke Klaffen der Steinkerne, das auch gleich unter den Wirbeln beginnt, während es bei der *Althausi* erst hinter dem „Feldchen“ plötzlich auftritt. Dies sind die Unterschiede der beiden Arten.

Für die allgemeine Charakteristik der *Homomya impressa* gibt ALBERTI eine sich nach unten verbreiternde Rinne an, welche eine merkliche Einbuchtung des unteren Schalenrandes hervorbringt. Die Einbuchtung sehe ich bei

dem einen Stück, die Rinne, die ich eher als flache, sehr breite Mulde bezeichnen möchte, ist nur selten mit Bestimmtheit zu erkennen. Möglich wäre es daher, daß meine Stücke zu einer ganz anderen, noch nicht bekannten Art zu stellen wären. Ich führe sie aber einstweilen unter dem Namen *Homomya impressa* ALB., da sie dieser Art sicherlich sehr nahe stehen und auch mit deren Verbreitung übereinstimmen.

Zusammenfassung über die *Homomya impressa* ALB.

Die *Homomya impressa* tritt nach Literaturangaben im Oberen Buntsandstein auf, beginnt hier bei uns im Wellendolomit und hat im Wellenkalk die Hauptverbreitung. Sie soll dann noch vereinzelt (?) im Oberen Muschelkalk und (?) im Unteren Keuper zu finden sein. Es sind längliche, nicht sehr hohe, aber sehr dicke Formen. Die Größen betragen ungefähr: Länge = 84,00 mm, Höhe = 42,50 mm, und Dicke = 34,70 mm. Charakteristisch ist die nochmalige Anschwellung der Schalendicke hinter den Wirbeln. Die Oberfläche ist bei guter Erhaltung offenbar mit undeutlichen, konzentrischen Streifen bedeckt. Die Schalen klaffen hinten und vorn schwach und allmählich. Die besonders kräftigen Wirbel sind dem Vorderrande genähert, eingekrümmt und ganz schwach opistogyr. Vor und hinter ihnen undeutlich begrenzte eingesenkte Felder. Von den Wirbeln aus fällt die Vorderseite etwas steiler ab, als die Hinterseite, der Bauchrand verläuft mehr oder weniger parallel dem Schloßrand.

Anhang.

Bei dem Stuttgarter Material ist auch die *Homomya impressa* ALB. vertreten. Allerdings meist unter anderen Namen, wie z. B. *Panopaea* oder *Anoplophora impressa* oder *Arca inaequalvis* GOLDF. Außerdem fand sich auch das Original zu ALBERTIS Abbildung (1864). Außer diesem Steinkern, der aus dem Wellenkalk von Horgen stammt, liegen hier Exemplare von Rohrdorf a. d. Nagold und Dietersweiler vor.

Da mir selbst nur drei Steinkerne zur Verfügung stehen, war es besonders interessant, gerade von dieser Art noch mehr Material vorzufinden. Ergänzend zu meiner Beschreibung kann ich auf Grund der Stuttgarter, Münchener und Tübinger Stücke noch folgendes sagen: Als weiteren Beweis

für die Zugehörigkeit zu *Homomya* kann man die zwei Kanten angeben, die, von den Wirbeln ausgehend, sich nach hinten erstrecken und in sich außer dem gewöhnlichen Feld von AGASSIZ noch ein enger begrenztes „Feldchen“ einschließen. Diese Kanten sind bei der *impressa* im Unterschied zu der *Althausi* besonders stark ausgeprägt. Übrigens zeigen einzelne Formen auch vor dem Wirbel ein eingesenktes Feld.

Die an meinem Material nicht mit Bestimmtheit erkennbare Mulde kann man bei dem gesehenen fremden Material gut beobachten. Sie geht von dem Wirbel aus und verbreitert sich auf den Schalenflanken nach unten stark. Daß die Rinne oder Mulde im Bauchrand eine merkliche Einbuchtung verursacht, konnte ich bei dem Material nicht bemerken, außer bei einem einzigen Stück aus der Sammlung von Herrn BECK.

Übrigens scheinen die meiner Beschreibung zugrunde liegenden Steinkerne besonders groß zu sein. Die Stuttgarter Exemplare sind durchweg kleiner. Sie schwanken um folgende Größen:

1. Länge = 65,00 Höhe = 30,00 Dicke = 22,00

Auch das *impressa*-Material von Tübingen ist kleiner. Es stammt aus dem Unteren Muschelkalk von Rothfelden, Rohrdorf a. d. Nagold, Freudenstadt und Dietersweiler. Man findet diese Art in Tübingen unter den Namen *Mya ventricosa*, *Myacites musculoides*, *Arca* oder *Myacites inaequalis* und *Myacites agnotus*. Die Größen betragen für vier wohl ausgebildete Stücke:

	Länge	Höhe	Dicke
2.	49,00	23,00	19,00
3.	66,00	34,00	30,00
4.	71,00	34,00	30,00
5.	59,00	27,00	23,00
6.	50,00	24,00	20,00

Aus diesen Zahlen würde sich das Verhältnis der H : L und der D : H ergeben.

	H : L	D : H
1.	1 : 2,16	1. 1 : 1,36
2.	1 : 2,13	2. 1 : 1,22
3.	1 : 1,94	3. 1 : 1,13
4.	1 : 2,08	4. 1 : 1,13
5.	1 : 2,18	5. 1 : 1,17
6.	1 : 2,08	6. 1 : 1,20

Von dem Münchener Material ist nichts Besonderes zu berichten.

Homomya fassaënsis WISSM.

Tafel I, Fig. 6a b c, Tafel II, Fig. 6a b, Fig. 7a b, Fig. 8a b
und Fig. 9a b.

Ehe ich auf die eigentliche Beschreibung dieses Typus eingehe, möchte ich kurz bemerken, warum ich die Steinkerne nur mit Vorbehalt zu den Homomyen stelle und sie daher hier am Schluß dieser Gattung behandle.

Als ich zu Anfang mein Material flüchtig geordnet hatte, wußte ich schon damals nicht, wo ich die vielen kleinen Steinkerne der *fassaënsis* unterbringen sollte. Sie stimmen weder mit den Pleuromyen noch mit den typischen Homomyen überein. Nun habe ich versucht, sie bei irgend einer anderen Gattung unterzubringen, bisher ohne Erfolg.

Von den Pleuromyen unterscheiden sie sich hauptsächlich durch den mehr oder weniger in der Mitte liegenden Wirbel. Dadurch haben sie, von oben gesehen, einen ovalen Umriß. Demzufolge fällt auch die Vorderseite nie so steil und nie in so kurzem Bogen ab, wie bei allen Pleuromyen. Außerdem ist die Mehrzahl der Steinkerne so verschoben, daß die rechte Schalenhälfte unter die linke zu liegen kam. Bei den Pleuromyen liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt, was sehr leicht zu verstehen ist, da bei ihnen die rechte Schale am Schloßrand etwas vorragend ist und so über die linke greift. Demnach ist es leicht verständlich, daß bei einem Verschiebenwerden der Schale die linke unter die rechte zu liegen kommt.

Nun ist die Frage die, wo könnten die Steinkerne sonst untergebracht werden? Auf alle Fälle müssen sie zu den Desmodonten gestellt werden, da von ungefähr 45 Stücken rund 35 deutlich auf die vorn beschriebene Art verschoben sind. Bei wohlausgebildetem Schloß, mit ineinandergreifenden Zähnen, wäre dies wohl nicht möglich. Hiermit fallen die Arten *Gonodon*, *Corbis*, *Astarte* und auch *Anoplophora* (vgl. VON KOENEN, 1881, S. 683) weg, zu denen man vielleicht geneigt sein könnte, die *fassaënsis* zu stellen. Die letzterwähnte Gattung bietet noch am ehesten Anknüpfungspunkte, doch fehlt mir das Vergleichsmaterial, um näher darauf einzugehen. Also rechnen wir die Formen einstweilen zu den Desmodonten. Hierbei erhebt sich aber nun die Frage: gehören die Muscheln zu den Integripalliaten oder zu den Sinupalliaten? Schon diese Frage kann man nicht lösen, noch weniger diejenige, wie es um die nähere Schloßbeschaffenheit steht und damit um die Gattungsbestimmung. Diese Fragen werden erst zu lösen sein, wenn

es gelingt, Stücke zu finden, die uns Aufschluß über den Manteleindruck und über die genaue Schloßbeschaffenheit geben.

Von den vielen Familien der Desmodonten kämen möglicherweise in Betracht: bei den Integripalliaten die *Grammysiidae* FISCHER und bei den Sinupalliaten die *Pleuromyidae* ZITT., die *Panopaeidae* ZITT. und *Anatinidae* GRAY. Unter diesen Familien wieder kann man eine engere Wahl treffen, so daß eigentlich nur einige seltene Gattungen noch zu berücksichtigen sind, und dann *Homomya* selbst und *Pleuromya*. Letztere scheiden meiner Meinung nach aus. Die Gründe wurden schon erwähnt. Ich kann selbstverständlich auch Merkmale angeben, die gegen die Stellung bei den Homomyen sprechen, z. B. das Nichtklaffen der Schalen, das, wenigstens bei der Mehrzahl, beobachtete Fehlen der vom Wirbel ausgehenden Kanten. Da mir die Literatur zu den eben genannten seltenen Formen nicht zugänglich ist, konnte ich sie nicht berücksichtigen.

Ohne Gattungsnamen kann ich die Art aber nicht anführen, kann aber auch mit den vorliegenden Steinkernen keine andere Gattung ausfindig machen, zu der sie mit mehr Recht zu stellen wären. Da sie mit wenigen, fraglichen Ausläufern auf den Unteren Muschelkalk beschränkt sind und hierin von dem behandelten Material nur die Homomyen vorkommen, stelle ich sie vorläufig zu dieser Gattung.

Historisches.

In SCHLOTHEIMS Nachträgen, 1820, könnten die Abbildungen Taf. 33, Fig. 6 und 8, und Taf. 34, Fig. 4 a und b, hierhergehörende Steinkerne sein. Der Autor selbst meint, sie seien zu den Telliniten oder zu den Veneriden zu stellen. Erst 1841 wurde die Art von WISSMANN in der Petrefaktenkunde von dem GRAF ZU MÜNSTER aufgestellt und Taf. 16, Fig. 2, abgebildet. Der Namensgeber sammelte die Steinkerne in den Schichten von Seiss (Äquivalente des Buntsandsteins), und zwar bei Campitello im Fassatale, woher die Muscheln den Namen erhalten haben.

Weitere Literaturangaben.

- 1855 SCHAUR. *Myacites fassaënsis* WISSM. S. 515.
- 1859 SCHAUR. *Myacites fassaënsis* WISSM. S. 46.
- 1864 ALBERTI *Anoplophora fassaënsis* WISSM. S. 137, T. 3,
Fig. 8 a und b. Orig. in Stuttgart.
- ? 1864 ALBERTI *Panopaea gracilis* nov. sp. S. 148 T. 4, Fig.
7 a und b.

- 1880 ECK. *Myacites fassaënsis* aut. S. 40 u. f.
 1889 SCHUM. *Myacites fassaënsis*. S. 133.
 1892 SCHALCH *Myacites fassaënsis*. S. 524 u. f.
 1896 KOKEN. *Anoplophora fassaënsis* WISSM. S. 594.
 1903 BROMB. *Anoplophora fassaënsis* WISSM. S. 448 u. f.
 1906 AHLB. *Pleuromya* cf. *fassaënsis* WISSM. S. 18 u. 143.
 1907 SCHMIDT *Pleuromya anceps* cf. *fassaënsis*. S. 29 u. f.

Vertikale Verbreitung

a) des mir vorliegenden Materials.

Die Mehrzahl der Stücke — hier, abgesehen von Steinkernen, teilweise wohl auch als Skulptursteinkerne oder Muschelexemplare erhalten — wurden von Herrn KÖNIG gesammelt. Sie stammen aus dem Unteren Muschelkalk (Wellendolomit und Wellenkalk) von Leimen und Diedesheim, außerdem aus den Homomyenschichten bei Mörtelstein. Einzelne fragliche Stücke bekam ich von ihm aus dem Trochitenkalk von Eschelbronn und aus dem Nodosuskalk von Bruchsal. Das Material von Herrn WAGNER-KLETT gehört durchweg dem Unteren Muschelkalk von Leimen an. Ich selbst habe anstehend diesen Typus sehr viel gefunden bei Mörtelstein und am Karlsberg bei Obrigheim. An diesen Stellen sammelte ich die *fassaënsis* ausschließlich in den Schichten gleich über der Bank der *Terebratula Ecki* des Wellenkalkes. Beim Sammeln konnte ich die häufigen seltsamen Umformungen bemerken, die sets bedingt sind durch die Lage der Steinkerne im anstehenden Gestein (vgl. S. 40).

Nach Literaturangaben fand man bisher diesen Typus im Oberen Buntsandstein und dann hauptsächlich im Unteren Muschelkalk. Letzteres stimmt auch für mein Material, das mir allein aus dem Wellengebirge (Wellendolomit, Wellenkalk) vorliegt, abzüglich der seltenen, fraglichen Steinkerne aus dem Hauptmuschelkalk. Letztere sind aber nicht sicher als hierhergehörend zu betrachten, da sie sehr verdrückt und schlecht erhalten sind und vielleicht nur dadurch Ähnlichkeit vortäuschen.

Beschreibung der *Homomya fassaënsis* WISSM. auf Grund des eigenen Materials.

Die hierher zu stellenden Formen sind kleiner als alle bisher betrachteten Arten. Sie sind mehr oder weniger oval, teils ziemlich rund, teils auch durch Verdrückung dick und länglich erscheinend. Erstere Formen sind, bei geringer Dicke, verhältnismäßig hoch. Man kann demnach,

wie bei der *Homomya Albertii* und *Pleuromya mactroides*, auch hier zwei Reihen aufstellen. An dem einen Ende stehen die hohen, runden, dabei dünnen Stücke, an dem anderen die länglich-niederer und dicken Formen. Beachtet man jeweils die extremen Zahlenverhältnisse in den folgenden Aufstellungen (I u. III) so kann man sich hiervon überzeugen.

I.				II.			
Längliche Formen	Höhe	zur Länge	= 1:1,92	Dicke	zur Länge	= 1:2,50	
	"	"	= 1:1,85	"	"	= 1:2,40	
	"	"	= 1:1,81	"	"	= 1:2,37	
	"	"	= 1:1,78	"	"	= 1:2,34 2 ×	
	"	"	= 1:1,66	"	"	= 1:2,32	
	"	"	= 1:1,61	"	"	= 1:2,29	
	"	"	= 1:1,49 2 ×	"	"	= 1:2,28	
	"	"	= 1:1,48	"	"	= 1:2,23	
	"	"	= 1:1,47	"	"	= 1:2,22	
	"	"	= 1:1,45	"	"	= 1:2,20	
	"	"	= 1:1,43	"	"	= 1:2,18	
	"	"	= 1:1,41 2 ×	"	"	= 1:2,17	
	"	"	= 1:1,39	"	"	= 1:2,13	
	"	"	= 1:1,37 3 ×	"	"	= 1:2,12	
	"	"	= 1:1,34 2 ×	"	"	= 1:2,10 2 ×	
	"	"	= 1:1,30 3 ×	"	"	= 1:2,04	
	"	"	= 1:1,28	"	"	= 1:2,00 3 ×	
	"	"	= 1:1,27 4 ×	"	"	= 1:1,98	
	"	"	= 1:1,25 2 ×	"	"	= 1:1,95	
	"	"	= 1:1,24	"	"	= 1:1,92	
Hohe runde Formen	"	"	= 1:1,23 3 ×	"	"	= 1:1,88 3 ×	
	Höhe	zur Länge	= 1:1,22	Dicke	zur Länge	= 1:1,85	
	"	"	= 1:1,21	"	"	= 1:1,82	
	"	"	= 1:1,19 2 ×	"	"	= 1:1,81 2 ×	
				"	"	= 1:1,80 2 ×	
				"	"	= 1:1,77	
				"	"	= 1:1,74	

III.

Hohe runde Formen	Dicke	zur Höhe	= 1:1,94	Längliche Formen	Dicke	zur Höhe	= 1:1,48
	"	"	= 1:1,87		"	"	= 1:1,45 2 ×
	"	"	= 1:1,81		"	"	= 1:1,42
	"	"	= 1:1,77		"	"	= 1:1,41
	"	"	= 1:1,76		"	"	= 1:1,38
	"	"	= 1:1,75		"	"	= 1:1,37
	"	"	= 1:1,75		"	"	= 1:1,32
	"	"	= 1:1,68		"	"	= 1:1,31
	"	"	= 1:1,67		"	"	= 1:1,26 3 ×
	"	"	= 1:1,66		"	"	= 1:1,24
	"	"	= 1:1,61		"	"	= 1:1,22
	"	"	= 1:1,58		"	"	= 1:1,21
	"	"	= 1:1,57		"	"	= 1:1,17
	"	"	= 1:1,53		"	"	= 1:1,15
	"	"	= 1:1,51 2 ×		"	"	= 1:1,09
	"	"			"	"	= 1:1,04

Wie es um die extremsten Größen und die darausfolgenden Durchschnittswerte steht, kann man durch nachfolgende Tabelle erkennen. Alles in Millimetern ausgedrückt.

	Länge	Höhe	Dicke
Extremsten Werte	31,00 – 17,50	24,00 – 11,30	14,50 – 7,90
Daraus berechnete Mittelwerte	24,25	17,60	11,20

Diese berechneten Mittelwerte stimmen auch mit weitaus der Hauptmenge der mir vorliegenden Steinkerne überein.

Was nun die Skulptur betrifft, so sieht man nichts weiter als feine, mehr oder weniger deutliche, konzentrische Anwachsstreifen. Manchmal macht sich eine, von den Wirbeln nach hinten unten ziehende Kante bemerkbar. Meist ist sie sehr undeutlich und öfters gar nicht zu sehen.

Die Wirbel liegen beinahe in der Mitte des Schloßrandes, etwas dem Vorderende genähert. Sie sind opistogyr, etwas eingekrümmt und berühren sich nicht immer. Genaues kann man nicht sagen, da die Schalen meist, in der auf Seite 55 beschriebenen Art, gegeneinander verschoben sind und daher die Wirbel aus ihrer ursprünglichen Lage gebracht worden sind. Von ihnen fallen Vorder- und Hinterseite der Schalen sanft ab, um beide in gleichmäßiger Rundung in den geraden, bis leicht konvexen Unterrand überzugehen. Die Schalen klaffen weder vorn noch hinten.

Zusammenfassung über die ? *Homom. fassaënsis* WISSM.

Die *Homomya fassaënsis* tritt nicht nur in den alpinen Werfenerschichten, sondern nach der Literatur auch im deutschen Buntsandstein auf und erreicht in Deutschland im Unteren Muschelkalk die Hauptverbreitung. Fraglich ist es, ob sie in vereinzeltten Stücken auch noch in den folgenden Schichten des Muschelkalks zu finden ist. Der Typus besteht aus verhältnismäßig kleinen Formen, die teils rundlich oval und hoch, oder länglich oval und dabei niedrig sein können. Sie sind relativ hoch und mäßig gewölbt. Die durchschnittlichen Größen betragen: Länge = 24,25 mm; Höhe = 17,60 mm und Dicke = 11,20 mm, die wohl teils als Skulptursteinkerne erhaltenen Versteinerungen zeigen mehr oder weniger deutliche, konzentrische Anwachsstreifen. Die Wirbel liegen beinahe in der Mitte, etwas dem Vorderrande der Schale genähert, sind opistogyr und berühren sich

oft, doch gibt es auch Stücke mit deutlich voneinander getrennten Wirbeln. Von ihnen fallen Vorder- und Hinterseite allmählich ab, erstere im Vergleich zur Hinterseite etwas rascher und gehen dann beide ohne plötzliche Knickung in den Bauchrand über. Auch bei diesen zahlreichen Stücken kann man von der Schloßbeschaffenheit ebensowenig etwas erkennen, wie von dem Manteleindruck.

Anhang.

Ich hatte gehofft, durch den Vergleich mit anderem Material, bestimmteres über diese zweifelhaften Formen sagen zu können. Es ist mir auch jetzt noch nicht möglich. Im Gegenteil, durch das fremde Material wird noch manch andere Möglichkeit der systematischen Einordnung angeregt. Im folgenden gebe ich kurz einzelne Besonderheiten, die vielleicht für spätere Betrachtungen über diese Muscheln von Wert sein können.

Im Naturalienkabinett zu Stuttgart findet man die *Homomya fassaënsis* WISSM., oder ihr doch anscheinend nahestehende Formen unter den Namen:

Lucina Romani ALB. Aus dem Keuper von Apolda und aus dem Lettenkohlendolomit von Rottenmünster und Hirschlanden.

Anoplophora lettica QU. Kohlenkeuper, Göttingen.

?*Unicardium Schmid.*

Pleurophorus ellipticus v. SCHAUR. Wellengebirge von Horgen.

Arca nuculiformis GEIN. Wellengebirge, Wildberg.

Anoplophora inaequalvis. Wellengebirge, Rohrdorf a. d. Nagold.

Anoplophora anceps SCHL. Wellengebirge, Freudenstadt.

Mya mactroides.

Pleuromya musculoides. Wellengebirge, Rohrdorf a. d. Nagold.

Unicardium anceps SCHL. sp.

Lucina Schmid.

Anoplophora cf. MUENSTER.

Myacites inaequalvis. Freudenstadt.

Anoplophora musculoides. Sulz a. N.

Pleuromya Suevica v. ROLLE. Bonebed-Sandstein, Nürtingen.

Davon abgesehen ist die echte *Homomya fassaënsis* in dem Unteren Muschelkalk von folgenden Orten gefunden

worden: Aach, Badenweiler, Hautunnel bei Calw, Diedesheim, Dietersweiler, Freudenstadt, Hochhausen a. N., in der Spiriferinenbank, Horgen, Losburg, Niedereschach, Obrigheim, Rohrdorf a. d. Nagold, Wildberg.

Unter der Unmenge von Steinkernen findet sich auch das Originalstück zu ALBERTIS Abbildung 1864. Das Stück stammt von dem Hamberg bei Neckarelz.

Zu was für einer Gattung die *fassaënsis* auch später einmal gestellt werden mag, was mir betreffs ihrer stratigraphischen Verbreitung sicher erscheint, ist ihr Fortbestehen bis in den Unteren Keuper-Lettenkohlen-dolomit. Diese Annahme ist begründet durch die folgenden Funde:

Panopaea gracilis v. ALB. Zimmern (Original zu ALBERTI, 1864, T. 4, Fig. 6 i. Stuttgart).

Panopaea nuda v. ALB. Zimmern und Villingendorf.

Beide Steinkerne sind aus dem Trigonodusdolomit; weiter durch:

Panopaea gracilis v. ALB. Leinberg.

Pseudocorbula Sandbergeri PHIL. Pflugfeldern.

Letztere zwei Formen sind aus der Mergelfazies der Lettenkohle.

In Tübingen liegen auch sehr viele hierhergehörende Steinkerne. Man findet sie unter dem gewöhnlichen Namen aus dem Muschelkalk von Rohrdorf a. d. Nagold und von Wolmershausen, dann noch unter folgenden Bezeichnungen:

Mya mactroides SCHL. aus dem Wellengebirge von Grüntal.

Nucula, aus dem Wellengebirge von Wildberg.

Thracia mactroides SCHL. von Aach.

Anoplophora anceps SCHL.

„ *musculoides*. Wellengebirge von Dornstetten.

Myacites anceps SCHL. Unterer Muschelkalk von Aach.

„ *inaequivalvis*.

Sämtliche Tübinger Steinkerne sind in der Wirbelgegend recht wenig verschoben.

In der Universitätssammlung von München liegt die *Homomya fassaënsis* aus dem Wellengebirge vor und zwar von Erlabrunn (Würzburg), Bank zwischen Terebratel- und Schaumkalkbank, Freudenstadt, Krakauer Gegend, Kulmein (Oberpfalz), Sulzbad (Elsaß), Veithöchheim (in der Leda-

bank). Von diesen Vorkommen abgesehen, richtete ich in München meine Hauptaufmerksamkeit auf die:

Alpine Trias.

Hierin findet man die *Homomya fassaënsis* oder ihr doch nahestehende Formen in folgenden Schichten:

Kössenerschichten: *Pleuromya bavarica* WINKL., Wendelstein.

Pleuromya alpina WINKL., Wendelstein.

Anatina praecursor QUENST., Wendelstein.

Plattenkalk: *?Anatina rhaetica*. Mittenwald.

Muschelkalk: *?Pleuromya elongata* und *musculoides* Recoaro.

Arlbergfazies: Myophoriaschichten des Ochsenkopfes südlich Pertisau.

Werfenerschichten: *Myacites fassaënsis* WISSM. Wimbachbrüche, Ramsau.

Myacites fassaënsis WISSM. Hammerstiel bei Berchtesgaden.

Steinkerne. Südseite des Sellajoches.

Myacites fassaënsis WISSM., südlich von Schmieden.

a) Campiler Schichten: *Pleuromya fassaënsis* WISSM. Durontal bei Campitello.

b) Seisserschichten: Steinkerne vom Campitello (Fassatal). *Myacites fassaënsis*. Grödnertal.

Pleuromya fassaënsis WISSM. Mazzin.

Außer diesen, speziell der *Homomya fassaënsis* nahestehenden Exemplaren, findet man in der alpinen Trias noch ganz allgemein in der Arbeit behandelte muschelähnliche Steinkerne; allerdings sind diese meist schlecht erhalten. Es wären zu nennen:

Myacites striatogranulatus MOORE. Kössenerschichten, Reut i. Winkel.

Anatina praecursor QUENST. Kössenerschichten, Marmorgraben.

In Würzburg stimmt das Material mit meinem überein. Die Hauptmenge stammt aus dem eigentlichen Wellenkalk. Einige vereinzelte Stücke sind aus dem Hangenden der Dentalienbank.

Im Vorhergehenden sind die vier Arten von Muscheln behandelt, die meiner Meinung nach zu den Homomyen zu stellen sind. Es bleibt nun noch die Hauptmenge des Materials zur Untersuchung übrig. Wie vorn schon erwähnt wurde, stelle ich alle folgenden Arten zu den Pleuromyen, da sie damit am meisten Ähnlichkeit haben. Ich gebe zuvor eine Gattungsdefinition, soweit eine solche hier nach meinem Material möglich ist.

Pleuromya.

Schale gleichklappig, hinten quer verlängert und klaffend, aber nicht stark. Vorderseite kurz gerundet oder steil abfallend, nicht, oder nur sehr wenig klaffend. Glatt oder konzentrisch gestreift. Schalen \pm gewölbt: Schloßrand jederseits mit einem dünnen, horizontalen Vorsprung — oder nur Verdickung —, wovon sich der der rechten Klappe über den der linken legt. (Schloßbeschaffenheit nur vermutet, nicht gesehen.) Wirbel weit vorn. Zugespitzt und schwach opistogyr.

Mit Bestimmtheit kann ich sagen, daß mir in den extremsten Formen des reichhaltigen Materials vier verschiedene Typen vorliegen, die aber sämtlich durch Übergangsformen miteinander verbunden sind. Ich halte es für zweckmäßig, sie einstweilen als „Arten“ aufzuführen⁴⁾. Daneben habe ich noch einzelne Formen, die ich teils als Variationen, teils, bei einer Art, als Anhang bringe.

Um in das Chaos etwas mehr Klarheit und Übersicht zu bringen, habe ich versucht, durch graphische Darstellung die einzelnen Arten auseinander zu bringen. Man vergleiche die Textfiguren 3—5. Von sämtlichen Stücken habe ich die Länge (L), die Höhe (H) und die Dicke (D) gemessen und die Verhältnisse von H:L, D:L und D:H aufgestellt, indem ich immer das erste Glied gleich 1 setzte. Mit diesen drei Zahlenreihen habe ich die drei graphischen Darstellungen konstruiert.

$$\text{Fig. 3} = \frac{H}{L} : \frac{D}{L}, \text{ Fig. 4} = \frac{D}{L} : \frac{D}{H}, \text{ Fig. 5} = \frac{H}{L} : \frac{D}{H}.$$

Zur Kontrolle gebe ich in den nun folgenden Tabellen die sämtlichen bei der Berechnung angewandten Zahlen und zwar für jede Art getrennt. Jeweils entsprechen die drei nebeneinanderstehenden Zahlen stets einem Steinkern.

⁴⁾ Näheres darüber in der Einleitung.

Dabei erwies es sich als nutzlos, auch nur in der ersten senkrechten Zeile die Anordnung nach der Größe der Indices zu wählen, weil sie ja dann in den beiden anderen Zeilen doch nicht eingehalten werden konnte.

Pleuromya musculoides = ●

H: L = 1:1,70	D: L = 1:2,03	D: H = 1:1,21
„ = 1:1,98	„ = 1:2,04	„ = 1:1,16
„ = 1:1,67	„ = 1:1,96	„ = 1:1,25
„ = 1:2,10	„ = 1:2,41	„ = 1:1,14
„ = 1:1,74	„ = 1:2,14	„ = 1:1,22
„ = 1:1,63	„ = 1:2,10	„ = 1:1,33
„ = 1:1,91	„ = 1:2,35	„ = 1:1,22
„ = 1:1,67	„ = 1:2,58	„ = 1:1,48
„ = 1:1,99	„ = 1:2,10	„ = 1:1,05
„ = 1:1,88	„ = 1:2,55	„ = 1:1,35
„ = 1:1,84	„ = 1:2,29	„ = 1:1,24
„ = 1:1,82	„ = 1:2,07	„ = 1:1,13
„ = 1:1,80	„ = 1:1,93	„ = 1:1,06
„ = 1:1,69	„ = 1:2,35	„ = 1:1,38
„ = 1:1,84	„ = 1:2,23	„ = 1:1,21
„ = 1:1,85	„ = 1:2,05	„ = 1:1,17
„ = 1:1,75	„ = 1:1,93	„ = 1:1,10
„ = 1:1,89	„ = 1:1,88	„ = 1:1,00
„ = 1:1,62	„ = 1:2,11	„ = 1:1,36
„ = 1:1,90	„ = 1:2,31	„ = 1:1,23
„ = 1:1,61	„ = 1:2,33	„ = 1:1,26
„ = 1:1,77	„ = 1:2,17	„ = 1:1,29
„ = 1:1,77	„ = 1:1,96	„ = 1:1,10
„ = 1:2,05	„ = 1:1,85	„ = 1:0,90
„ = 1:1,67	„ = 1:1,85	„ = 1:1,10
„ = 1:1,66	„ = 1:2,60	„ = 1:1,56
„ = 1:1,66	„ = 1:1,92	„ = 1:1,15
„ = 1:1,66	„ = 1:2,70	„ = 1:1,62
„ = 1:1,62	„ = 1:2,30	„ = 1:1,42
„ = 1:2,00	„ = 1:2,61	„ = 1:1,38
„ = 1:2,14	„ = 1:2,49	„ = 1:1,22

Pleuromya crassa = ⊙

(Nicht als Art aufgestellt, nur kurz im Anschluß an die *Pl. muscu.* Variet. *rhomboidea* behandelt.

H: L = 1:2,04	D: L = 1:2,02	D: H = 1:0,99
„ = 1:1,43	„ = 1:1,80	„ = 1:1,25
„ = 1:1,97	„ = 1:1,82	„ = 1:0,92
„ = 1:2,06	„ = 1:2,02	„ = 1:0,97
„ = 1:1,99	„ = 1:2,06	„ = 1:1,03
„ = 1:1,70	„ = 1:1,77	„ = 1:1,04

Pleuromya mactroides = +.

H: L = 1:1,69	D: L = 1:2,08	D: H = 1:1,22
„ = 1:1,70	„ = 1:2,43	„ = 1:1,70

H:L = 1:1,75	D:L = 1:2,35	D:H = 1:1,75
" = 1:1,70	" = 1:2,68	" = 1:1,65
" = 1:1,82	" = 1:1,96	" = 1:1,82
" = 1:2,80	" = 1:2,93	" = 1:1,04
" = 1:2,58	" = 1:2,82	" = 1:1,09
" = 1:1,89	" = 1:2,17	" = 1:1,15
" = 1:1,72	" = 1:2,08	" = 1:1,21
" = 1:1,92	" = 1:3,06	" = 1:1,80
" = 1:1,82	" = 1:2,51	" = 1:1,38
" = 1:1,63	" = 1:2,11	" = 1:1,29
" = 1:2,19	" = 1:2,84	" = 1:2,29
" = 1:1,82	" = 1:2,87	" = 1:1,53
" = 1:1,74	" = 1:3,42	" = 1:1,92
" = 1:1,92	" = 1:2,50	" = 1:1,25
" = 1:1,89	" = 1:2,48	" = 1:1,31
" = 1:2,02	" = 1:2,15	" = 1:1,12
" = 1:2,78	" = 1:2,87	" = 1:1,03
" = 1:1,78	" = 1:3,32	" = 1:1,86
" = 1:2,01	" = 1:2,23	" = 1:1,11
" = 1:1,58	" = 1:2,00	" = 1:1,26
" = 1:1,96	" = 1:2,64	" = 1:1,34
" = 1:2,30	" = 1:2,22	" = 1:0,96
" = 1:1,62	" = 1:2,32	" = 1:1,42

Pleuromya ventricosa = □.

H:L = 1:1,46	D:L = 1:1,99	D:H = 1:1,35
" = 1:1,36	" = 1:1,85	" = 1:1,47
" = 1:1,36	" = 1:1,86	" = 1:1,36
" = 1:1,45	" = 1:1,75	" = 1:1,20
" = 1:1,51	" = 1:1,85	" = 1:1,22
" = 1:1,45	" = 1:1,85	" = 1:1,27
" = 1:1,38	" = 1:1,75	" = 1:1,26
" = 1:1,39	" = 1:1,52	" = 1:1,90
" = 1:1,50	" = 1:1,91	" = 1:1,27
" = 1:1,40	" = 1:1,89	" = 1:1,34
" = 1:1,32	" = 1:1,76	" = 1:1,32
" = 1:1,31	" = 1:1,85	" = 1:1,40
" = 1:1,39	" = 1:1,84	" = 1:1,32
" = 1:1,25	" = 1:1,70	" = 1:1,36
" = 1:1,30	" = 1:1,65	" = 1:1,27
" = 1:1,26	" = 1:1,82	" = 1:1,49
" = 1:1,54	" = 1:1,62	" = 1:1,05

Pleuromya elongata = ○

H:L = 1:2,28	D:L = 1:2,41	D:H = 1:1,05
" = 1:2,63	" = 1:2,25	" = 1:0,80
" = 1:2,34	" = 1:2,56	" = 1:1,09
" = 1:2,43	" = 1:2,60	" = 1:1,07
" = 1:2,28	" = 1:2,22	" = 1:0,97
" = 1:2,74	" = 1:2,40	" = 1:0,87
" = 1:2,18	" = 1:2,30	" = 1:1,05

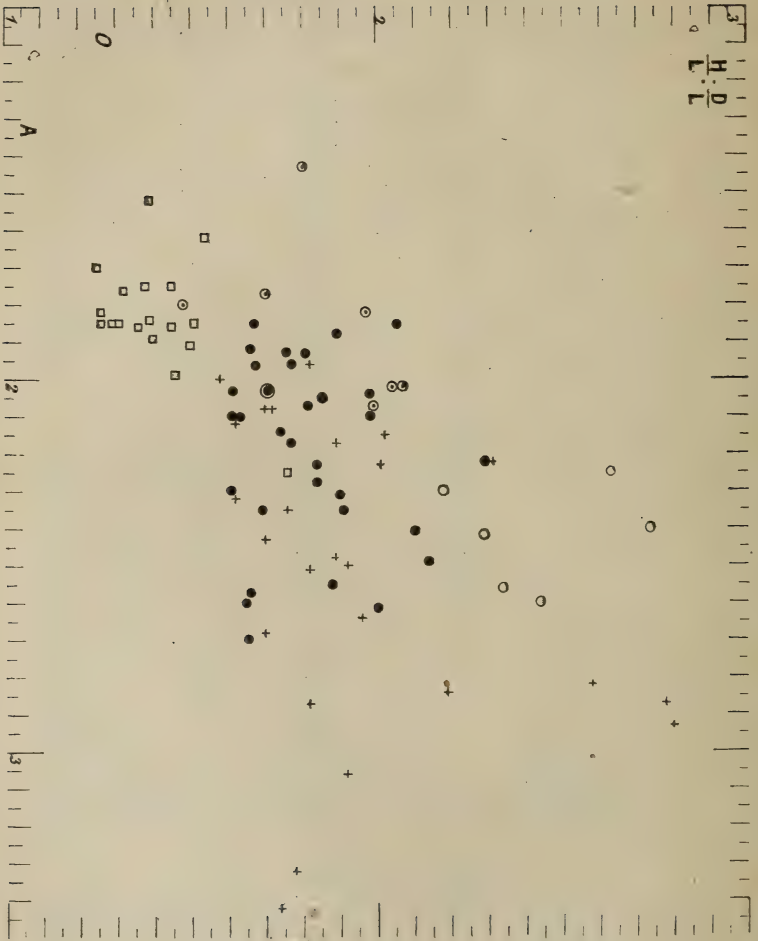


Fig. 3.

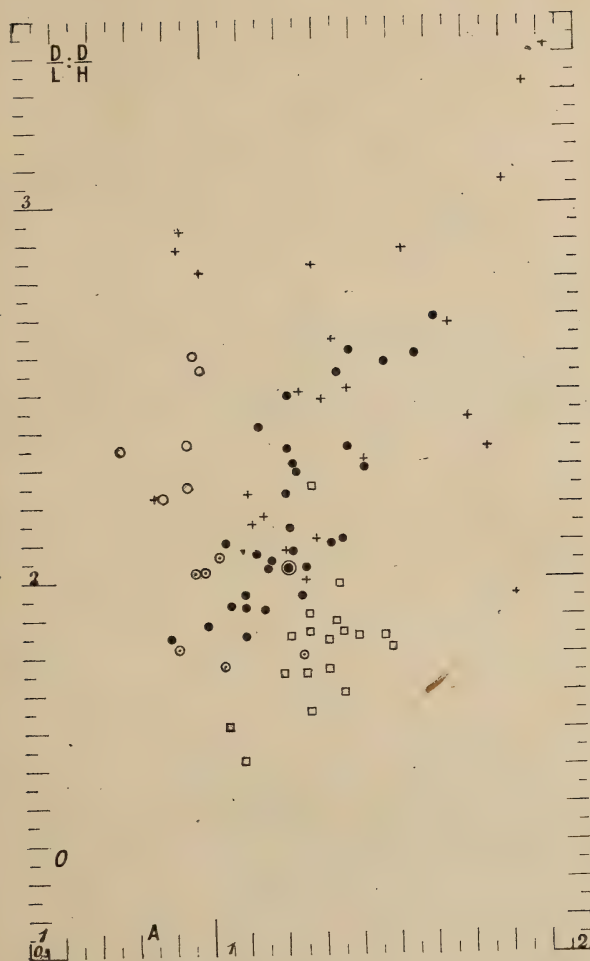


Fig. 4.

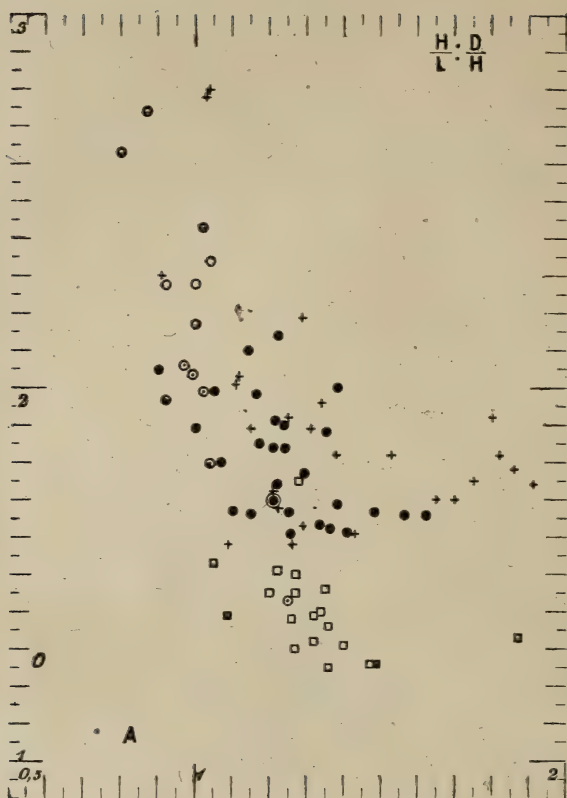


Fig. 5.

Figurenerklärung 1.

Zu Fig. 3, 4 und 5: O = Ordinate, A = Abszisse, 1 dcm = 1, 1 cm = 0,1, 1 mm = 0,01.

Auf der Ordinate der Fig. 3 trage ich das Verhältnis $\frac{H}{L}$ ab, auf der Abszisse das Verhältnis $\frac{D}{H}$.

An Hand der Werte des in den Zahlenreihen zu oberst stehenden Musculoidenkernes, will ich das Verfahren näher erklären: $\frac{H}{L} = 1:1,70$

1,70 trage ich auf O ab. Auf A den dazugehörigen Wert für $\frac{D}{H} = 1:2,03$. In den beiden Punkten denkt man sich Senk-

rechte errichtet, deren Schnittpunkt ergibt den gesuchten Punkt, den ich zur Verdeutlichung besonders hervorhebe. In gleicher Weise suchte ich auf Fig. 3 sämtliche Schnittpunkte des Verhältnisses $\frac{H}{L} : \frac{D}{L}$ aller gemessenen Steinkerne.

Fig. 4 zeigt die Punkte für das Verhältnis

$$\frac{H}{L} : \frac{D}{H} \quad O = \frac{H}{L} = 1,70 \quad A = \frac{D}{H} = 1,21$$

(Der Punkt für denselben Steinkern ist auch hier und auf den folgenden Tafeln hervorgehoben.)

Fig. 5 zeigt die Punkte für das Verhältnis

$$\frac{D}{L} : \frac{D}{H} \quad O = \frac{D}{L} = 2,03, \quad A = \frac{D}{H} = 1,21.$$

Da die Werte alle zwischen 0,9 und 3,6 schwanken, habe ich, um nicht zu große Figuren zu bekommen, alles unnötige Zeichenfeld abgeschnitten. Es fehlt daher überall dem Gesichtsfeld der eigentliche Nullpunkt des Koordinatensystems.

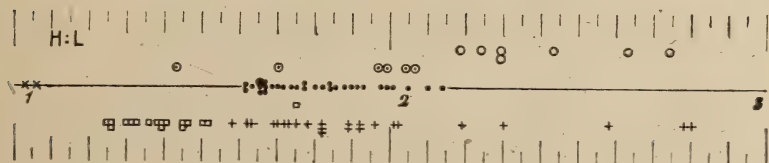


Fig. 6.



Fig. 7.

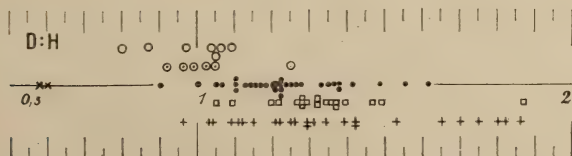


Fig. 8.

typische *Pleuromya musculoides* sich gruppierenden Formen bunt durcheinander. Auch die *Pleuromya mactroides* ist nicht auf einen bestimmten Bezirk konzentriert, obgleich beide an manchen Stellen deutlich stärker angehäuft sind.

Nun habe ich die einfachen Verhältnisse auch linear aufgetragen, man vgl. Fig. 6—8.

Fig. 6 = H:L	} Auch hier, wie vorher, das erste Glied = 1 gesetzt.
Fig. 7 = D:L	
Fig. 8 = D:H	

Natürlich konnte ich die Werte für die verschiedenen Formen nicht auf einer einzigen Linie darstellen, da zu viele Werte sich wiederholen. So habe ich die einzelnen Formen auf Parallelen aufgetragen. Auch hier erkennt man das Gleiche wie vorher. Die *Pleuromya ventricosa*, vgl. Fig. 6 und 7, ist sehr deutlich abgetrennt, demnächst die *elongata*, vgl. Fig. 6 und 7 und die *crassa*, vgl. Fig. 6. Die *mactroides* und *musculoides* zeigen hier, deutlicher wie vorher, an manchen Stellen starke Anhäufungen. (Vgl. Fig. 6 und 8.)

Nachdem ich dann zur noch genaueren Übersicht mein Material, jeweils entsprechend einer Zeichnung, angeordnet habe, möchte ich folgendes feststellen: Einstweilen stelle ich in dieser Arbeit als selbständige Arten auf, die *Pleuromya musculoides*, *ventricosa*, *elongata* und *mactroides*. Als Varietäten der *musculoides* die *Pleuromya grandis* und *rhomboidea*. Letztere Form ist in den vorhergehenden Ausführungen nicht besonders genannt, sondern mit der *musculoides* zusammengebracht. Bei der Besprechung der einzelnen Arten gehe ich genauer ein auf ihre stratigraphische Verteilung, die teilweise ausschlaggebend ist für die Abgrenzung anscheinend nahe verwandter Arten.

Pleuromya ventricosa SCHLOTHEIM.

(Taf. IV, Fig. 4 a, b, c.)

Historisches.

SCHLOTHEIM, der Autor des Namens, gibt 1820 als erster eine Beschreibung dieser Art; da ich bisher seine Originalstücke in Berlin noch nicht gesehen habe, kann ich nicht sagen, ob ihm die, von mir unter diesem Namen beschriebene, Art vorlag. Was er in seiner Definition von Angaben bringt, stimmt mit meinen Stücken. Jedoch bemerkte ich schon Seite 51, daß seine Abbildung des *Myacites ventricosus*, in den Nachträgen 1823 ehe der *Homomya impressa* näher

steht. Da aber die Abbildungen alle stark schematisiert sind, kann ich keine Entscheidung treffen, ob SCHLOTHEIM, 1820, nun die *Homomya impressa* oder die *Pleuromya ventricosa* vorlag. — Nach PHILIPPI, 1903, der eine Photographie des SCHLOTHEIMSchen Originals gibt, scheint es mir doch möglich, daß es eine hierhergehörende Form ist.

1830 beschreibt ZIETEN eine *Mya ventricosa* und gibt auch eine Abbildung. Auch diese Zeichnung paßt eigentlich eher auf eine *Homomya impressa*, wie es auf Seite 51 gesagt wurde. Jedoch möchte ich an dieser Stelle bemerken, daß es hier wohl möglich ist, daß ZIETEN eine richtige *Pleuromya ventricosa* vorlag, da seine Stücke aus dem oberen Muschelkalk von Freudenstadt stammen und es recht fraglich ist, ob hierin die *Homomya impressa* vorkommt. Außerdem fand ich die *Pleuromya ventricosa* in der Literatur wie folgt erwähnt:

- ? 1820 SCHLOTH., *Myacites ventricosus* SCHLOTH. S. 176.
- ? 1823 SCHLOTH., *Myacites ventricosus*. S. 109, Taf. 33, Fig. 2.
- 1830 ZIETEN, *Mya ventricosa* SCHLOTH. S. 85, Taf. 64, Fig. 3.
- ? 1837 VOLTZ, *Mya ventricosa* SCHLOTH. S. 4.
- 1840 GOLDF., *Myacites ventricosus* SCHLOTH. S. 260, Taf. 153, Fig. 11 a und b.
- 1845 GEIN., *Myacites ventricosus* SCHLOTH. S. 398 u. f.
- 1861 SEEB., *Myacites ventricosus*. S. 630 u. f.
- 1864 ALB., *Panopaea ventricosa* SCHLOTH. S. 148, Taf. 3, Fig. 7.
- 1885 QUENST., *Myacites ventricosus* SCHLOTH. S. 855.
- 1888 GÜMB., *Panopaea ventricosa*. S. 668, Taf. 364, Fig. 7.
- 1903 PHILL., *Myacites ventricosus*. Taf. 5, Fig. 18.
- 1903 LANGENH., *Myacites ventricosus* SCHLOTH. S. 12, Taf. 8, Fig. 21.

Vorliegendes Material. Vertikale Verbreitung.

Von dieser Art stehen mir 17 meßbare, anscheinend ausgewachsene Stücke zur Verfügung; es sind, wie wohl die Hauptmenge des Materials, Steinkerne. Außerdem habe ich daneben zwei richtige Jugendformen. Da sie aber sehr klein und undeutlich sind, habe ich sie bei der späteren Beschreibung weggelassen.

Die meisten Stücke sind von Herrn KÖNIG gesammelt; vier Exemplare fand ich im Institut vor, unter diesen den besten Steinkern. Durchweg stammen sie aus dem unteren Trochitenkalk und zwar meist aus der Bank der *Myophoria vulgaris* von den Orten Eschelbronn, Hassmersheim, Nußloch und Steinsfurt.

Die meisten Literaturangaben sind ungenau, teilweise sagen sie nur, daß die *Pleuromya ventricosa* SCHLOTH. über-

haupt in der Trias vorkommt, oder etwas genauer im Muschelkalk. Nur einzelne Autoren geben bestimmtere Auskunft. Nach ihnen fand man diese Art im Oberen Muschelkalk. Voltz allein nennt sie vom Oberen und Mittleren Buntsandstein, welches Vorkommen mir unwahrscheinlich dünkt. Davon abgesehen, stimmen die Angaben gut überein mit den Fundorten meiner Stücke, die, wie schon gesagt, alle im Trochitenkalk gefunden wurden. Da nun Herr König sämtliche *Pleuromyae ventricosae*, vier Stücke ausgenommen, selbst gesammelt hat, und auch alle übrigen Schichten des Muschelkalkes auf das gründlichste durchforscht hat, ohne von dieser Art etwas zu bemerken, kann man annehmen, daß wenigstens hier in N.-Baden dieser Typus auf den Trochitenkalk beschränkt ist. Ob die Art nun überall allein in diesem Schichtkomplex zu erwarten ist, kann ich nicht sagen, da hierzu die Literatur zu ungenau ist.

Beschreibung der *Pleuromya ventricosa* SCHLOTH. auf Grund des eignen Materials.

Von allen mir zur Verfügung stehenden Steinkernen, die ich teils schon beschrieben habe und die teils noch folgen, zeichnet sich diese Art durch die kurze, gedrungene, von der vorderen Abstützung abgesehen, ovale Form aus. Besonders kurz sehen die Muscheln aus, da die Länge nur um wenig größer ist als die Höhe. Auch hier zeigen die Zahlen am besten, wie es um die Größenverhältnisse bei dem Typus steht.

I.				II.			
Höhe zur Länge	=	1:1,25		Dicke zur Länge	=	1:1,52	
" " "	=	1:1,26	2 ×	" " "	=	1:1,62	2 ×
" " "	=	1:1,30		" " "	=	1:1,70	
" " "	=	1:1,31		" " "	=	1:1,75	
" " "	=	1:1,32		" " "	=	1:1,76	
" " "	=	1:1,36		" " "	=	1:1,82	
" " "	=	1:1,38		" " "	=	1:1,84	
" " "	=	1:1,39	2 ×	" " "	=	1:1,85	3 ×
" " "	=	1:1,40		" " "	=	1:1,86	2 ×
" " "	=	1:1,45	2 ×	" " "	=	1:1,89	
" " "	=	1:1,46		" " "	=	1:1,91	
" " "	=	1:1,50		" " "	=	1:1,91	
" " "	=	1:1,51					
" " "	=	1:1,54					

Das entsprechende Zahlenverhältnis bei sämtlichen, noch zu behandelnden *Pleuromyen* ist größer, als es bei Tabelle I, dem extremsten Beispiel (1:1,54) der Fall ist. Die einzige

Ausnahme zeigt ein Steinkern der *Pleuromya crassa*, dies mag aber auf Verdrückung beruhen.

Nicht so deutlich wie im Vorhergehenden zeigt auch die Tabelle II, daß die Steinkerne im Vergleich zu den anderen *Pleuromyen*arten, die ich noch beschreiben werde, kürzer sind im Verhältnis zu der Dicke. Bei den anderen beträgt die Länge doch durchschnittlich das Doppelte der Dicke. Nun noch eine Tabelle des Verhältnisses der Dicke zur Höhe.

Dicke zur Höhe	= 1:1,09	Dicke zur Höhe	= 1:1,35
" " "	= 1:1,20	" " "	= 1:1,36 2 ×
" " "	= 1:1,26	" " "	= 1:1,40
" " "	= 1:1,27 3 ×	" " "	= 1:1,47
" " "	= 1:1,32 2 ×	" " "	= 1:1,49
" " "	= 1:1,34		

Im folgenden gebe ich ungefähre Durchschnittswerte die die *Pleuromya ventricosa* meist zeigt und zwar berücksichtige ich hierbei nur die größeren Steinkerne, da ich diese als ausgewachsen ansehe. In dieser Form wird man auch beim Sammeln den Typus meist zu erwarten haben. Allerdings gibt es die Arten in allen möglichen Größen bis zu den kleinsten Jugendformen, doch glückt es selten, letztere zu finden.

Meine größeren Stücke bewegen sich in den Grenzen (in Millimetern ausgedrückt):

	Länge	Höhe	Dicke
Extremsten Werte	52,30—35,50	35,75 - 23,60	26,30—18,50
Daraus berechnete Mittelwerte	43,90	29,67	22,40

Was die Skulptur der Steinkerne von *Pleuromya ventricosa* betrifft, so besteht sie aus oft sehr deutlichen, konzentrischen Anwachsstreifen. Diese kann man bei einigen gut erhaltenen Stücken bis dicht unter die Wirbel verfolgen, sowohl auf der Vorder-, als auch auf der Hinterseite. Demnach haben wir hier kein abgegrenztes hinteres „Feldchen“. Dieses ist mit ein Grund zur Annahme, daß die Muscheln bei Lebzeiten das Ligament nicht äußerlich hatten, oder doch nur halb äußerlich, halb innerlich; wäre es ganz äußerlich gelegen gewesen, so müßte sich auch auf den Steinkernen irgendwo eine Leiste abzeichnen, auf der es gelegen hätte. Vergleiche hierzu, was im Anhang zu der *Pl. mactroides* bemerkt wird, Seite 101. Wie schon gesagt,

ist vermutlich das „hintere Feldchen“ der Homomyen Sitz eines solchen äußerlichen Ligamentes gewesen. Außer dem konzentrischen Streifen sieht man bei einigen Stücken schwach angedeutet eine Furche, die von den Wirbeln ausgehend, schwach nach hinten gerichtet, herunter zu dem Bauchrand verläuft.

Die Steinkerne klaffen vorn wenig. Auf der Rückseite beginnen die beiden Schalenränder sich bald hinter den Wirbeln voneinander zu trennen, allmählich immer stärker voneinander abrückend. Die Wirbel selbst sind zugespitzt, undeutlich opisthogyr, stark einwärts gekrümmt und berühren sich stets. Sie sind stark der Vorderseite genähert; zum Beweis eine Tabelle des Verhältnisses des vorderen Wirbelabstandes. (VA) zur gesamten Muschellänge (GL).

VA	zur	GL	=	1:4,31	VA	zur	GL	=	1:6,85
"	"	"	=	1:4,58	"	"	"	=	1:7,11
"	"	"	=	1:4,88	"	"	"	=	1:7,75
"	"	"	=	1:5,19	"	"	"	=	1:8,20
"	"	"	=	1:5,50	"	"	"	=	1:8,33
"	"	"	=	1:5,70	"	"	"	=	1:8,45
"	"	"	=	1:6,82	"	"	"	=	1:8,87

Sieht man ein zweiklappiges Stück von vorn an, so bemerkt man unter den Wirbeln eine herzförmige Einsenkung. Betrachtet man es von der Seite, so verlaufen die Schalenränder erst abschüssig, um dann nach einer sanften Vorbuchtung in den Bauchrand überzugehen. Hinter den Wirbeln sind die Schalenränder erst mehr oder weniger parallel dem Unterrand, um dann in schöner Rundung auf ihn zuzulaufen.

Zusammenfassung über die *Pleuromya ventricosa* SCHLOTH.

Die *Pleuromya ventricosa* tritt anscheinend erst im Trochitenkalk auf, wo sie die Hauptverbreitung erreicht. Nach einer Literaturangabe soll sie auch noch im Keuper vorkommen. (CREDNER 1839.) Dieser Art gehören ovale, gewölbte, kurze, dabei hohe, gedrungene Formen an. Die durchschnittlichen Größenverhältnisse betragen: Länge = 43,90 mm, Höhe = 29,67 mm und Dicke = 22,40 mm. Auf den Steinkernen sieht man oft deutliche, konzentrische Anwachsstreifen und außerdem oft, schwach angedeutet, eine von den Wirbeln ausgehende Furche, die nach dem Unterrand verläuft. Die Schalen klaffen hinten allmählich, aber deutlich, vorn recht wenig. Die Wirbel liegen weit vorn, sie

sind zugespitzt, schwach opisthogy, stark eingekrümmt und berühren sich stets. Von ihnen aus fällt die Vorderseite zuerst abschüssig ab, die Hinterseite aber ist mehr oder weniger parallel dem Bauchrand und biegen beide dann gleichmäßig in letzteren ein. Auch bei diesem Typus ist von Abdrücken der Muskeln und des Schlosses nichts bekannt.

Anhang.

Bei Herrn BECK, Stuttgart, fand ich eine hierher zu stellende Form unter dem Namen *Thracia ventricosa*. Im Naturalienkabinett liegen einzelne Stücke von Friedrichshall, darunter das Original zu ALBERTIS Abbildung 1864.

In Tübingen stammt das Material von Unter-Sontheim und aus dem Enocrinitenkalk von Horb; die Stücke sind als *Anoplophora musculoides* bezeichnet.

Auch in München fand ich nichts neues vor. Es liegt hier eine ganze Folge von *Pleuromya ventricosa* vom Muschelkalk von Bayreuth. Außerdem findet man Material von Wirringen bei Scheide und von Hühnerfeld am Neckar.

Die Würzburger Sammlung hat nur ganz wenig Stücke, sie stammen aus der Cycloidesbank.

Pleuromya musculoides SCHLOTH.

Taf. II, Fig. 1a, b, c, Fig. 2 und Fig. 3.

Historisches.

Als erster hat SCHLOTHEIM 1820 und 1823 diese Art beschrieben und abgebildet. Seine näheren Angaben stimmen mit meinem Material überein, aber die Abbildung zeigt eigentlich ein anderes Aussehen (sie gleicht eher der *Pleuromya mactroides* SCHLOTH.). Nun sind ja, wie schon öfter erwähnt wurde, die Zeichnungen alle stark schematisiert. Es ist aber trotzdem wohl anzunehmen, daß dem Autor der richtige Typus vorlag, da dieser, wie SCHLOTHEIM selbst sagt, der gewöhnlichste ist, den man im Muschelkalk findet. Allerdings muß ich hierzu, wenigstens was mein Material betrifft, die Einschränkung machen, daß die *Pleuromya musculoides* nur für den Hauptmuschelkalk charakteristisch ist, während man beim Sammeln im Wellenkalk die *Homomya Albertii* am meisten zu erwarten hat.

Die ersten guten Abbildungen findet man 1830 bei ZIETEN und 1840 bei GOLDFUSS.

Literaturangaben.

(Die unterstrichenen Angaben beziehen sich meiner Ansicht nach sicher auf die echte *musculoides*.)

- 1820 SCHLOTH., *Myacites musculoides*, S. 177.
 1823 SCHLOTH., *Myacites musculoides*, S. 109, Taf. 33, Fig. 1 a und 1 b.
 1830 ZIET., *Mya musculoides*, S. 95, Taf. 71, Fig. 5.
 1840 GOLDF., *Myacites musculoides* SCHLOTH., S. 259, Taf. 153, Fig. 10 a u. b. (Original in München.)
 1845 GEIN., *Pleur. musculoides* SCHLOTH., S. 398 u. f.
 1849 v. STROMB., *Myacites musculoides* SCHLOTH., S. 129 u. f.
 1851 DUNK., *Myacites musculoides* SCHLOTH., S. 302.
 1857 SCHAUR., *Myacites musculoides* SCHLOTH., S. 116, Taf. 6, Fig. 13.
 1861 SEEB., *Myacites musculoides* SCHLOTH., S. 633 u. f.
 1862 HELLM., *Anoplophora musculoides* SCHLOTH., S. 33, Taf. 22, Fig. 27.
 1864 ALB., *Anoplophora musculoides* SCHLOTH., S. 135, Taf. 3, Fig. 6.
 1865 ECK, *Myacites musculoides* SCHLOTH., S. 57 u. 102.
 1885 QUENST., *Myacites musculoides* SCHLOTH., S. 855.
 1888 GÜMB., *Panopaea musculoides*, S. 656 und 667, Taf. 363, Fig. 12.
 1896 KOK., *Anoplophora musculoides* SCHLOTH., S. 593.
 1903 BROMB., *Anoplophora musculoides*, S. 450 und 462.
 1903 LANGENH., *Myacites musculoides* SCHLOTH., S. 12, Taf. 8, Fig. 22.
 ? 1906 AHLB., *Myacites musculoides*, S. 27.
 1906 WALTH., *Pleuromya musculoides*, S. 32, Taf. 7, Fig. 43.
 1907 ZELLER, *Pleuromya musculoides*, S. 84.

Vertikale Verbreitung auf Grund des vorliegenden Materials.

Wie bei Gelegenheit schon erwähnt wurde, habe ich bis jetzt die *Pleuromya musculoides* SCHLOTH. und ihre Variation, die *Pleuromya rhomboidea*, stets gemeinsam behandelt. Von nun ab trenne ich die beiden Formen und behandle zunächst nur den Typus *Pleuromya musculoides* SCHLOTH.

Gleich hier will ich noch bemerken, daß mir, zu allen *Pleuromyen*formen aus dem Trochitenkalk auch Jugendformen vorliegen, daß es aber unmöglich ist, zu unterscheiden, wie sie auf die einzelnen Formen zu verteilen sind.

Wie weit den vorgenannten Autoren der Typus vorlag oder die Variation, kann ich freilich, soweit keine Abbildungen vorhanden sind, nicht entscheiden. Doch scheint mir, daß bisher noch niemand die Variation der *rhomboidea* als solche erkannt hat, sondern daß die Formen stets mit der *musculoides* zusammengeworfen wurden.

Mein Material der *Pleuromya musculoides* umfaßt ungefähr 30 Steinkerne, die ich in Betracht ziehe. Es ist von Herrn KÖNIG und Herrn WAGNER-KLETT gesammelt. Einen Teil fand ich auch im Institut vor. Bei weitem das beste Material stellte mir Herr WAGNER zur Verfügung. Die Stücke stammen eigentlich alle aus dem Trochitenkalk und wurden daselbst gefunden bei Nußloch, Eschelbronn, Steinsfurt. Außerdem liegen mir aber noch drei seltsame Steinkerne von Leimen vor, die anscheinend auch hierher zu stellen sind. Da alle Stücke mehr oder weniger schlecht erhalten sind, ist es mir unmöglich, mich bestimmt darüber zu äußern, zu welcher Art sonst die Exemplare zu rechnen wären. Sie haben, meiner Meinung nach, aber mit keinem anderen Typus mehr Ähnlichkeit, als mit der *Pleuromya musculoides*.

Aus der Literatur, die ich ja, wie vorn gesagt, mit allem Vorbehalt benutze, geht hervor, daß die *Pleuromya musculoides* vom Buntsandstein (Röt) bis zum Unteren Keuper (Flammendolomit) gefunden wurde. Das mir selbst vorliegende Material stammt lediglich aus dem Oberen Muschelkalk mit Ausnahme der drei Stücke aus dem Unteren Muschelkalk von Leimen. Bestimmtes über das Auftreten und Verschwinden dieser, für den Muschelkalk, neben der *Homomya Albertii* bezeichnendsten hierhergehörenden Muschelart, kann ich nicht sagen. Doch möchte ich annehmen, daß die *Pleuromya musculoides* die Hauptverbreitung im Oberen Muschelkalk hat, wenigstens hier in Baden, daneben ist es wohl möglich, daß man sie in den darunter und darüberliegenden Schichten gelegentlich findet.

Da einzelne der angeführten Autoren näher auf diese Art eingehen, möchte ich einige Bemerkungen hinzufügen.

1849 meint VON STROMBECK, die Trennung der Spezies in Abarten habe überall keinen praktischen Wert, da die Formen nicht allein alle ineinander übergehen, sondern auch miteinander in ein und derselben Schicht erscheinen. Diese und viele ähnliche Bemerkungen hatten mich zu Anfang von dem Versuch die Arten doch zu trennen abgeschreckt. Da mir aber ein selten reichhaltiges Material

zur Verfügung stand und ich mich bemühte rein objektiv vorzugehen, glaube ich doch zu einer zweckmäßigen und praktisch verwendbaren Einteilung der gesamten Muschelkalkmyaciten gekommen zu sein.

1864 sagt ALBERTI, Seite 136: „Ob die *Pholadomya rectangularis* VON SEEBACH eine speziell verschiedene Art bildet, eine Mißbildung oder eine Varietät der *Anoplophora musculoides* ist, wird weiteren Beobachtungen überlassen sein.“ Nach den wenigen Angaben und ohne das Originalstück gesehen zu haben, kann ich trotz der Abbildung nicht recht entscheiden, wie es um diese nov. Spec. VON SEEBACH steht. Da es aber so sehr viel Deformierungen, hervorgerufen durch Verdrückung, gerade bei der *Pleuromya musculoides* gibt, wird die *Pholadomya rectangularis* wahrscheinlich auch nur auf einen solchen Vorgang zurückzuführen sein.

Beschreibung der *Pleuromya musculoides* SCHLOTH. auf Grund des eignen Materials.

Keine der Pleuromyenarten, die hier besprochen werden, boten mir solche Schwierigkeiten, wie gerade die *musculoides*, dieser weitaus bekannteste Steinkern des Muschelkalkes. Er wurde als erster in der Literatur erwähnt und zwar bei den Muscheln, die man als Musculiten beschrieben hat⁵⁾.

Gerade dieser Typus ist den mannigfaltigsten Verdrückungen und Verschiebungen unterworfen, sodaß man verstehen kann, wie für anscheinend neue Formen besondere Namen gegeben wurden. Ich selbst beschreibe hier nur den Typus der *Pleuromya musculoides*, wie er mir in einigen sehr gut erhaltenen Steinkernen vorliegt. Doch kann ich auch soweit gehen, von rund 30 Stücken zu behaupten, daß ich sie bestimmt als hierhergehörend ansehe, obgleich ich im folgenden nur die besten zehn davon herausgegriffen habe, um eine genaue Definition der Art zu geben.

Die zehn Stück sind fast alle oval bis länglich eiförmig und ziemlich gewölbt. Betrachtet man sie frontal von vorn, so zeigen sie einen herzförmigen Umriß, wie die *ventricosa*; jedoch sind die Steinkerne bei weitem nicht so hoch im Verhältnis zur Länge wie diese. Man vergleiche in dieser Hinsicht die Ausführungen auf Seite 73 und 74.

⁵⁾ Näheres darüber ist in der Einleitung zu finden.

Am besten wird man sich die Größenverhältnisse für die *musculoides* aus folgenden Tabellen rekonstruieren können:

Höhe zur Länge	= 1:2,14	Dicke zur Länge	= 1:2,49
" "	= 1:1,98	" "	= 1:2,29
" "	= 1:1,84	" "	= 1:2,11
" "	= 1:1,80	" "	= 1:2,04
" "	= 1:1,75	" "	= 1:2,03
" "	= 1:1,70	" "	= 1:2,03
" "	= 1:1,67	" "	= 1:1,96
" "	= 1:1,62	" "	= 1:1,93
" "	= 1:1,61	" "	= 1:1,93
Dicke zur Höhe = 1:1,36			
" "	" "	" "	= 1:1,26
" "	" "	" "	= 1:1,25
" "	" "	" "	= 1:1,24
" "	" "	" "	= 1:1,22
" "	" "	" "	= 1:1,21
" "	" "	" "	= 1:1,16
" "	" "	" "	= 1:1,10
" "	" "	" "	= 1:1,06

Etwas Besonderes ist zu den Tabellen nicht zu sagen. Nun noch kurz die extremsten Größenverhältnisse und die daraus berechneten Durchschnittswerte, die auch für mein Material meist zutreffen (alles in Millimetern ausgedrückt):

	Länge	Höhe	Dicke
Extremsten Werte . . .	60,50—34,45	35,85—21,50	26,50—16,95
Daraus berechnete Mittelwerte	47,47	28,67	16,72

Wie alle Pleuromyen, so zeigen auch diese hier keine besonders deutliche Skulptur. Über die ganze Schale sind, wie bei allen anderen, feine, konzentrische Anwachsstreifen verteilt, die aber nicht so grob werden, wie sie es bei der *ventricosa* können. Außerdem läuft eine flache Furche schräg vom Wirbel nach dem Unterrand. Es liegt hierin ein Unterschied zur *mactroides*, wo die Furche gerade herunterstreicht. Die Furche ist für die *musculoides* recht bezeichnend, doch verwischt gerade sie sich zuerst bei der Verdrückung und ist recht selten, nur bei ausnahmsweis guterhaltenen Steinkernen, erhalten.

Nun komme ich auf einen von Herrn KÖNIG gesammelten Steinkern — ? Skulptursteinkern zu sprechen, der durch die besonders gute Erhaltung sich vor allen anderen auszeichnet. Er zeigt, was kein einziges anderes Stück

meines großen Materials sehen läßt, — radiäre, feine Linien —, die vom Wirbel ausstrahlen. Ein Stück wie das mir vorliegende, hat offenbar schon 1820 Anlaß gegeben zur Aufstellung des *Myacites radiatus* SCHLOTH. Meiner Meinung nach fällt aber diese Art bestimmt mit der *musculoides* zusammen, so daß demnach viele lebende Muscheln dieser Art die Radialstreifen hatten. Auf diesen, bisher von vielen Autoren selbständig besprochenen, Typus komme ich später noch zurück.

Außer der Einsenkung vorn unter den Wirbeln, die aber nicht scharf umgrenzt ist, ist von Skulptur nichts weiter zu sehen.

Die Wirbel liegen dem Vorderende genähert, aber nicht so stark wie bei der *ventricosa*. Sie sind eingekrümmt, sich berührend und schwach opistogyr; von der Seite betrachtet anscheinend prosogyr. Von ihnen fällt die Vorderseite erst abschüssig ab, eine etwas vertiefte, herzförmige Fläche bildend. Die Hinterseite verläuft hinter den Wirbeln, ein Stück dem Bauchrand parallel, um dann nach einem sanften Aufsteigen der Schalenränder im klaffenden Teil der Schalenunterränder, wie die Vorderseite, in schöner Kurve in den Unterrand überzugehen. Bei meinem Material ist auch bei diesen, doch teilweise sehr gut erhaltenen Steinkernen, die teilweise wohl Skulptursteinkerne sind, nichts von Muskel- oder Manteleindrücken zu sehen. SEEBACH (1861) will allerdings bei seinem Material einen großen Mantelausschnitt beobachtet haben; wie weit nun seine Angaben stimmen, kann ich nicht beurteilen, ohne die Originalstücke gesehen zu haben.

Zusammenfassung über die *Pleuromya musculoides* SCHLOTH.

Die *Pl. musculoides* tritt ? im Röt auf, hat im Hauptmuschelkalk die Hauptverbreitung, um dann anscheinend noch in die oberen Schichten des Unteren Keupers (Flammendolomit, über der Lettenkohle) zu finden zu sein. Um diesen Typus scharen sich länglich-ovale, mäßig gewölbte, nicht allzu hohe Formen. Die durchschnittlichen Größenverhältnisse betragen: Länge = 47,47 mm, Höhe = 28,67 mm und Dicke = 16,72 mm. Sie zeigen feine, unregelmäßige, z. T. undeutlich konzentrische Anwachsstreifen. Anscheinend strahlten bei einigen der Muscheln vom

Wirbel feine Radialstreifen aus. Vom Wirbel selbst verläuft eine Furche schräg nach dem unteren Rand. Hinten klaffen die Steinkerne allmählich, aber deutlich, vorn nicht oder doch nur sehr schwach. Die Wirbel liegen dem Vorderrande genähert, sind eingekrümmt, sich berührend und undeutlich opisthogy. Unter ihnen liegt vorn eine vertiefte, herzförmige Fläche, die aber nicht so weit herunterreicht wie bei der *Pl. ventricosa*. Der Schloßrand verläuft ein Stück weit parallel dem Bauchrand, um dann, wie der Vorderrand, gleichmäßig in den Unterrand überzugehen.

Anhang.

Wie schon in der Einleitung des öfteren bemerkt wurde, werden unter diesem Namen die verschiedenartigsten Formen vereinigt. Es ist dies auch begreiflich, sind doch die Formen meistens durch gute Uebergänge miteinander verbunden und eine Trennung daher oft recht schwierig. Näheres darüber ist in der Einleitung zu finden.

In der Stuttgarter Sammlung des Naturalienkabinetts liegt die *Pl. musculoides* (Typus) aus dem Hauptmuschelkalk vor und zwar von folgenden Orten: Friedrichshall, Gaismühl, Sattelweiler (Crailsheim), Seehausen (Jena), Sulz a. N. (Original zu ALBERTIS Abbildung, 1864), Wanzleben, Wilhelmsglück, Wollmershausen und Zuffenhausen. Einzelne Stücke sind als recht gute Schalenexemplare erhalten. Andere sind stark verdrückt und haben z. T. die Veranlassung zur Aufstellung des *Myacites obtusus* GOLDF. gegeben. Andererseits findet man sehr gute Uebergangsformen von der *Pl. musculoides* zu der *ventricosa* und massenhaft Jugendformen zu beiden Arten.

Bei der Thüringischen Sammlung in Stuttgart liegt die *Pl. musculoides* von Wanzleben und von Jena vor, alle Stücke sind auch hier aus dem Oberen Muschelkalk. Manche Stücke sind Schalenexemplare, die meisten als *Pholadomya* bezeichnet. Von Interesse ist, daß in Stuttgart die *Pl. musculoides* auch von höheren Schichten angegeben wird. Es stammen z. B. zwei *Anoplophora musculoides* v. SCHLOTH. aus dem *Trigonodus dolomit*, andere *Pl. musculoides* von Sulz a. N. und Zuffenhausen, aus dem Oberen Lettenkohlendolomit. Eine *Pleuromya* sp. wurde bei Nürtingen im Bonebedsandstein

des Rhäts gefunden. Die zuletzt genannte Form steht der *musculoides* sehr nahe und hätten sich demnach in Württemberg die Pleuromyen auch noch im Obersten Keuper erhalten. Man ist dann wohl berechtigt anzunehmen, daß die reiche Pleuromyenfauna des Juras wohl teilweise auf solche Keuperformen zurückzuführen ist. — Außer dem genannten Material findet man in Stuttgart noch die *Panopaea agnota* ALB. (Original im Naturalienkabinett) und die *Homomya Kokeni* PHIL. Erstere Form wurde bei Friedrichshall und Sulz a. N. im Hauptmuschelkalk gefunden. In München werden sehr ähnliche Formen zu den Homomyen gestellt. Nach dem, was ich gesehen habe, möchte ich annehmen, daß die *Panopaea agnota* ALB. sich am besten an die *Pl. musculoides* anschließt. Allerdings haben die Steinkerne einen ovalen Umriß, der sie den Homomyen nahebringt, doch kann die äußere Form teilweise durch Verdrückung verändert worden sein. Auf die *Homomya Kokeni* von Schwieberdingen kann ich nicht näher eingehen. Mir ist es wahrscheinlich, daß diese Art auch zu den Pleuromyen zu stellen ist. Meinem eigenen Material fehlen die beiden, zuletzt erwähnten, Muschelkalkformen.

Eine weitere Bestätigung dafür, daß die Pleuromyen bis in den Keuper reichen, wird durch das Tübinger Material gegeben. Hier stammt die *Pl. musculoides* aus dem Flammendolomit von Sulz a. N. Außerdem liegen andere Steinkerne von Saargemünd und Wilhelmglück vor, und zwar aus der Lettenkohle und aus den Stylolitenmergeln unterhalb Haigerloch.

Nur wenig Besonderes ist von dem Münchener Material hervorzuheben. Bei einem Steinkern bemerkt man auf der Vorderseite die gleiche Runzelercheinung wie sie sich bei der *Homomya Albertii* vorfindet. Das Material zeigt auch sehr gute Übergangsformen zu der *Pl. mactroides*. Diese Uebergangsformen treten bei Würzburg mit der typischen *mactroides* im Nodosuskalk auf. Anscheinend reicht in Franken die *musculoides* auch höher hinauf als bei uns. Seltsam ist das Vorhandensein einer deutlichen *musculoides* aus dem Unteren Muschelkalk. Sie zeigt an einigen Stellen gut die Ersatzschale.

Davon abgesehen, stammt in München das gesamte Material aus dem Hauptmuschelkalk, und zwar von Bindloch bei Bayreuth, Crailsheim, Höchberg bei Würzburg, Hoffen-

heim, Igersheim (Württ.), Laineck bei Bayreuth, Lautenbach bei Karlsstadt, Marbach a. N., Rottendorf bei Würzburg, Urtal. Von Laineck bei Bayreuth ist das Original zu GOLDFUSS Abbildung, 1840, in München. Oft findet man auch musculoidenähnliche Formen unter dem Namen *Pl. intermedia* HÖN. oder MÜNSTER. Soweit die Stücke aus dem Muschelkalk stammen, sind es richtige, hierher gehörige Steinkerne.

In Würzburg liegt die *Pl. musculoides* aus den Schichten mit *Pecten discites* vor, aus der Unteren Hauptcrinitenbank und aus den untersten Schichten des Hauptmuschelkalks. Einzelne Stücke sind als Schalenexemplare erhalten.

Anhang zu *Pleuromya musculoides* SCHLOTH.

Taf. II, Fig. 2.

Pleuromya radiata SCHLOTH.⁶⁾ sp.

Unter dem Namen *Myacites radiatus* hat SCHLOTHEIM 1820 als erster diese Abart der *musculoides* als selbständige Spezies aufgestellt. Er meint, sie unterscheide sich von allen übrigen Myaciten durch die vom „Schnabel“ aus strahlenförmig über die ganze Schale weglauenden, erhabenen Rippen und habe dadurch eine entfernte Ähnlichkeit mit *Pholas costata* LINN. Wie schon vorher gesagt, beruht das Sichtbarwerden dieser Radialstreifung, die sonst selten bei der *musculoides* zu bemerken ist, auf dem besonders günstigen Erhaltungszustand.

Literaturangaben.

- 1820 SCHLOTH., *Myacites radiatus*, S. 179.
- 1840 GOLDF., *Myacites radiatus* MÜNSTER, S. 260, Taf. 153, Fig. 13 a, b, c, d.
- 1849 STROMB., *Myacites radiatus* MÜNSTER, S. 130.
- 1851 DUN., *Myacites radiatus* MÜNSTER, S. 302.
- 1864 ALB., *Myacites radiatus* MÜNSTER, S. 136.

Mir steht nur ein einziges, hierhergehörendes Stück zur Verfügung. Trotzdem gehe ich auf die SCHLOTHEIMSche „Spezies“ ein. Mein Stück ist ein Steinkern, der nicht einmal vollständig zu sehen ist, da er zum großen Teil noch

⁶⁾ Der Name *radiatus* stammt von SCHLOTHEIM; nur hat GOLDFUSS anscheinend der Spezies den Namen MÜNSTER beigesetzt, da dieser ihm die Myaciten für sein Werk untersucht und bearbeitet hat. (Gefolgt aus einem Brief von GR. VON MÜNSTER im N. J. f. M. 1838, S. 54.)

im Gestein sitzt. Es hat mich aber doch davon überzeugt, daß die *Pl. radiata* und *musculoides* ein und dasselbe sind. SCHLOTHEIM selbst beschreibt ja ein Stück aus dem Jurakalkstein der Gegend von Aarau, so daß es möglich ist, daß ihm eine richtige *Pholadomya* vorlag, seine Art also überhaupt nicht zu den Myaciten zu stellen war. GOLDFUSS, 1840, bildet einen *Myacites radiatus* MÜNSTER ab. Anscheinend lag ihm ein ähnlicher Steinkern vor wie mir. Seine Beschreibung paßt daher auch genau so gut auf die *musculoides*. Seltsam ist die Bemerkung von DUNCKER, 1851. Er meint, die Strahlen auf dem Steinkern rührten von der zerbrochenen Schale her, eine Anschauung, die durchaus verfehlt ist. ALBERTI, 1864, kann die *radiata* auch nicht als Art aufstellen, da er zu viel Übergänge zur *musculoides* fand. Trotzdem meint er, sie unterscheide sich von ihr durch spitzere Wirbel, was meiner Meinung nach nicht zutrifft. Was nun das Auftreten der *Pl. radiata* nach Literaturangaben und nach meinem Exemplar anbelangt, so stimmt das mit dem der *musculoides* vollkommen überein. Es bietet sich demnach auch dabei keine Schwierigkeit, sie mit der *Pl. musculoides* zu vereinigen.

Um nun noch einmal zusammenzufassen, bemerke ich, daß der *Myacites radiatus* MÜNSTER meiner Meinung nach identisch ist mit der *Pl. musculoides* SCHLOTH. In besonders guter Erhaltung finden wir in seltenen Fällen die *musculoides* mit Radialstreifen, so daß wohl anzunehmen ist, daß viele Formen dieser Art so skulptiert waren. (Vgl. TERQUEM, 1853: Er meint, die Oberfläche der *Pleuromya* sei geziert mit vergänglichen, knotigen Strahlenlinien und bleibenden, konzentrischen Falten.)

Pl. musculoides var. *rhomboidea* var. nov.

Taf. II, Fig. 4 a, b, c und Fig. 5.

Ungern führe ich einen neuen Namen ein. Nach langem Überlegen kam ich aber doch zu der Überzeugung, daß die im folgenden behandelten Steinkerne nicht mit der *Pl. musculoides* übereinstimmen, sondern eine Sonderstellung einnehmen. Sie zeigen aber doch noch Ähnlichkeiten mit dem vorher besprochenen Typus, so daß ich sie auch nicht als besondere Art aufstellen kann. Ich behandle sie daher als Varietät.

Möglich, daß in einigen Jahren ein anderer Autor, dem reicheres Material dieser Form zur Verfügung stehen wird,

sie entweder als Typus aufstellt, oder sie aber durch viele Übergänge doch mit der *musculoides* vereinigen kann.

Mir persönlich scheint die *rhomboidea* ein selbständig entwickelter Seitenzweig der *musculoides* zu sein, der sich im Trochitenkalk von der Stammform abgetrennt hat. Die drei Steinkerne, die mir vorliegen, stammen aus dem Trochitenkalk von Nußloch, Wiesloch und Eschelbronn. Das Stück von Nußloch gab mir Herr WAGNER-KLETT, die anderen zwei gehören Herrn KÖNIG. Alle drei Stücke sind länglich-oval, nicht allzu hoch; aber stark gewölbt. Im folgenden die Zusammenstellung der Größenverhältnisse:

I. Höhe zur Länge	= 1 : 1,89	Eschelbronn
" " "	= 1 : 1,85	Wiesloch
" " "	= 1 : 1,84	Nußloch
II. Dicke zur Länge	= 1 : 2,23	Nußloch
" " "	= 1 : 2,05	Wiesloch
" " "	= 1 : 1,88	Eschelbronn
III. Dicke zur Höhe	= 1 : 2,1	Wiesloch
" " "	= 1 : 1,7	Nußloch
" " "	= 1 : 1,00	Eschelbronn

Aus I und II erkennt man, daß die Länge mehr oder weniger das Doppelte von Höhe und Dicke beträgt. Diese beiden letzten Größen sind, wie man durch III erkennt, beinahe gleich groß. Die durchschnittlichen Maße, soweit man sie aus den drei Exemplaren berechnen kann, betragen für die Länge = 59,00 mm, Höhe = 32,50 mm, Dicke = 30,20 mm. In diesen Zahlen kann man keinen Unterschied zur *musculoides* finden, da diese in extremen Fällen auch 60,50 mm lang, 35,85 mm hoch und 26,60 mm dick werden kann. Höchstens, daß die letzte Zahl, also die Dicke, zeigt, daß es hier höher gewölbte Formen sind. Auch die *rhomboidea* zeigt undeutliche, feine, konzentrische Anwachsstreifen, aber keine vom Wirbel ausgehende Furche. Auch die herzförmige Fläche unter den Wirbeln ist ebenso wie bei der Stammform. Was die drei Exemplare nun hauptsächlich von der *musculoides* unterscheidet, ist der im ganzen Verlauf dem Bauchrand parallele Schloßrand. Nicht, daß die Ränder, wie bei dem Typus, nochmals in sanfter Aufbiegung im glatten Teil verlaufen; nein, hier fällt der Schloßrand in beinahe gerader Linie zum Hinterrand. Dies, das gänzliche Fehlen der Furche (trotzdem die Stücke recht gut erhalten sind) und die große Dicke (Plumpheit) der Schalen, haben mich veranlaßt, ihr

eine Sonderstellung einzuräumen. Den Namen *rhomboidea* habe ich gewählt, weil die Steinkerne mehr oder weniger den Umriß eines langgestreckten Rhomboides haben.

Zusammenfassung der *Pleuromya musculoides* var. *rhomboidea*.

Diese Formen sind bisher nur im Trochitenkalk gefunden worden. Sie sind länglich-oval, mäßig hoch, dabei aber stark gewölbt, aufgebläht, so daß sie recht plump erscheinen. Die durchschnittlichen Größen betragen: Länge = 59,00 mm, Höhe = 32,50 mm, und Dicke = 30,20 mm. Auf der Schale sehen wir als einzige Skulptur feine, meist recht undeutliche, konzentrische Anwachsstreifen. Die Steinkerne scheinen vorn und hinten zu klaffen, doch kann ich das vordere Klaffen nur an einem Exemplar deutlich sehen. Die Wirbel sind stark eingekrümmt, schwach opisthogyrt, sich berührend, und dem Vorderrand sehr genähert, wo unter ihnen eine herzförmige Einsenkung zu beobachten ist. Der Schloßrand verläuft parallel dem Bauchrand, in den er, wie der Vorderrand, dann schnell, aber doch in schöner Rundung übergeht.

Anhang.

Im Naturalienkabinett zu Stuttgart kann man hierher zu stellende Stücke finden. Sie stammen aus dem Trochitenkalk von Hühnerberg und Wollmershausen und aus dem Friedrichshaller Kalk.

Pleuromya musculoides SCHLOTH. var. *grandis* MÜNST.

Taf. III, Fig. 1 a, b, c.

Zum erstenmal taucht dieser Name bei GOLDFUSS, 1840, auf. Der Autor gibt von dieser Form sowohl eine Beschreibung (S. 261), als auch eine Abbildung (Taf. 154, Fig. 2). Von da ab findet man den Namen in der Literatur erwähnt:

1849 v. STROMB., *Myacites grandis* MÜNSTER, S. 130.

1861 SEEB., *Pholadomya grandis* GOLDF., S. 634.

1864 ALB., *Anoplophora grandis* MÜNSTER, S. 137.

1896 KOKEN, *Anoplophora grandis* MÜNSTER, S. 594.

1903 LANG., *Myacites (Pleuromya) grandis* v. STROMB., S. 12, Taf. 9, Fig. 2 (nom.).

Nach langen Erwägungen bin ich zu dem Entschluß gekommen, die zwei Steinkerne meiner Sammlung, die wohl hierher zu stellen sind, nicht als eigene Art, sondern als

Variation anzuführen. Ich hätte diese Formen überhaupt außer Acht gelassen, wenn nicht das eine Stück so ausnahmsweise gut erhalten wäre, daß es als eines der schönsten Stücke des ganzen Materials zu nennen ist. Gefunden und präpariert wurde es von Herrn WAGNER-KLETT und stammt, wie auch das zweite Stück, aus dem Unteren Trochitenkalk von Nußloch.

Kurze Besprechung über die GOLDFUSSsche Art an Hand der anscheinend dazu gehörenden Stücke des eigenen Materials.

Als ich das reichhaltige Material erhalten und flüchtig die Typen zusammengelegt hatte, fielen mir gleich damals die zwei seltsamen Steinkerne auf, die nirgends mit Sicherheit unterzubringen waren. Am meisten Ähnlichkeit haben sie mit einzelnen *musculoides*-Formen. Im folgenden gebe ich eine Beschreibung nur des einen schönen Stückes, da das zweite Stück bei weitem nicht so deutlich ist. ●

Der Steinkern ist länglich-oval, mäßig hoch und gewölbt. Die Größen betragen: Länge = 69,10 mm, Höhe = 41,30 mm und Dicke = 24,10 mm. Die beiden ersten Werte sind bedeutend größer, als es die extremsten Fälle meines *musculoides*-Materials zeigen. Nun habe ich aber in Tübingen eine große, deutliche *musculoides* gefunden, deren Maße diesen Werten gleichkommen. Es ist daher anzunehmen, daß die *grandis* durch solche Übergänge mit dem Typus *musculoides* wohl verbunden ist, nicht aber rein durch Verdrückung daraus entstanden, wie das v. STROMBECK glaubte.

Die Seiten der Schalen sind bedeckt von feinen, konzentrischen, recht deutlichen Anwachsstreifen. Von den zahlreichen, kaum sichtbaren, ausstrahlenden Linien auf der Oberfläche der Schalen, die GOLDFUSS anführt, kann ich nichts bemerken. Die ziemlich breiten, opistogyren Wirbel liegen im ersten Drittel der Schalenlänge, anscheinend berühren sie sich. Bei dem Steinkern sind die Schalen gegeneinander verschoben, so, daß die rechte Schalenhälfte unter die linke zu liegen gekommen ist. Außer dieser Verschiebung, die den Steinkern etwas aus seiner Form gebracht hat, haftet vor und hinter dem Wirbel noch Gestein an dem Stück, das sich nicht wegpräparieren läßt. Aus diesen beiden Gründen kann ich daher nicht sagen, wie es vorn, wenn man den Steinkern frontal betrachtet, um die

herzförmige, tief herabsteigende Fläche steht, wie sie GOLDFUSS und KOKEN angeben. Möglich, daß die Formen auch eine breite, von dem Wirbel ausgehende, sehr flache Furche ihr eigen nannten, ich kann sie nur auf der einen Seite des Steinkernes fühlen. Mein Stück klafft weder vorn noch hinten, doch mag dies auf der Verschiebung und der darauffolgenden Zusammenpressung der Schale beruhen. Hierdurch erscheint auch das Stück hinter den Wirbeln so sehr schmal und schlank. Die Hinterseite fällt sanft ab, die vordere erst ein kleines Stück weit steil. Dann gehen beide gleichmäßig in den mehr oder weniger geraden bis konvexen Bauchrand über.

Ich habe nur den einen Steinkern beschrieben. Nach ihm allein könnte man versucht sein, zu glauben, das Stück stelle einen Typus dar, doch halte ich es für wahrscheinlicher, daß es nur eine Variation der *musculoides* ist.

Anhang.

Diese weitaus am seltensten zu findende Form ist in Würzburg durch zwei Stücke vertreten. Das eine ist als *Panopaea ventricosa* bestimmt. Die Steinkerne stammen aus den Bänken der *Myophoria vulgaris* unter und über der Unteren Haupterinitenbank. Nach dem einen Stück zu urteilen, hat die *Pl. grandis* eine recht tief herabsteigende, herzförmige Fläche. Auch dieses Stück klafft weder hinten noch vorn; obgleich es kaum oder gar nicht verschoben ist, ist es gerade so schmal und schlank wie das meinige.

In München fand ich nur das Original zu GOLDFUSS' Abbildung, 1840.

Pleuromya musculoides mut.? *crassa* mut. nov.

Taf. III, Fig. 4a, b, c.

Hier möchte ich kurz auf sechs Steinkerne aus dem *Semipartitus*-Kalk von Obergimpfern eingehen. Sie sind schlecht erhalten und vielleicht verdrückt, so daß ich sie nicht mit Bestimmtheit bei einer der behandelten oder noch zu besprechenden Arten unterbringen konnte. Sie sind aber, allem Anschein nach, am meisten mit der *Pl. musculoides* verwandt, weshalb ich sie auch hier im Anschluß daran behandle. Nun hört aber die *musculoides* mit ihrer Variation *rhomboidea* bei uns im Trochitenkalk auf, so daß die Vermutung naheliegt, daß wir es hier bei der

crassa mit veränderten Nachkommen zu tun haben. Daraufhin führe ich sie als *Pl. musculoides* mut. *crassa* auf, gebe aber zu, daß sie vielleicht mit demselben Recht als selbständige Art aufgefaßt werden könnte. Es sind alles sehr dicke und wenig hohe, aber doch längliche Formen, wie sie mir von keinem anderen Fundort bekannt sind. Möglich, daß die ungewöhnlich dicke Gestalt durch Druck von oben noch stärker zum Ausdruck gebracht ist, als es für die lebende Form bezeichnend gewesen wäre. Man vergleiche die graphische Darstellung der Fig. 3—8 und die, in Ergänzung dazu, S. 64 aufgeführten Maße.

Pleuromya elongata SCHLOTHEIM.

Taf. III, Fig. 2 a, b, c und Fig. 3.

Unter dem Namen *Myacites elongatus* führt SCHLOTHEIM, 1823, diese Art ein. Seine Abbildung stimmt im allgemeinen, wenn sie auch stark idealisiert ist. Er selbst meint, diese selteneren Formen seien von dem Typus der *musculoides* zu trennen; trotzdem ist diese Art später von einigen Autoren mit der *musculoides* vereinigt worden. Bei diesem Typus findet man auch die diesbezüglichen Literaturangaben, während im folgenden nur solche Angaben gegeben sind, die, dem Namen nach wenigstens, hierher gehören.

- 1823 SCHLOTH., *Myacites elongatus*, S. 109, Taf. 33, Fig. 3 a und 3 b.
- 1834 KLÖD., *Mya elongata* SCHLOTH., S. 220.
- 1836 ROEM., *Panopaea elongata* SCHLOTH., S. 126, Taf. 8, Fig. 1.
- 1837 VOLTZ, *Mya elongata* SCHLOTH., S. 4 u. f.
- 1837 BRONN, *Myacites elongatus*, S. 174, Taf. 11, Fig. 13.
- 1840 GOLDF., *Myacites elongatus*, S. 260, Taf. 153, Fig. 12 a u. b.
- 1846 SCHM., *Myacites elongatus* SCHLOTH., Taf. 14, Fig. 5.
- 1849 V. STROMB., *Myacites elongatus* SCHLOTH., S. 130.
- ? 1853 SCHMID, *Myacites elongatus* SCHLOTH., S. 26.
- 1854 LEONH., *Myacites elongatus* SCHLOTH., S. 83.
- 1856 GIEBEL, *Myacites elongatus*, S. 50 u. f., Taf. 3, Fig. 8 a und 8 b.
- 1857 SCHAUR., *Myacites longus* nov. sp., S. 118, Taf. 6, Fig. 15.
- 1861 LEONH., *Myacites elongatus*, S. 73 und 84.
- 1864 ALB., *Myacites elongatus* SCHLOTH., S. 136.
- 1877 BRANCO, *Myacites elongatus*, S. 512.
- 1885 QUENST., *Myacites elongatus* SCHLOTH., S. 855.
- 1903 LANGH., *Myacites elongatus*, S. 12, Taf. 8, Nr. 23, Taf. 9, Fig. 1.
- 1903 PHIL., *Myacites elongatus*, Taf. 5, Fig. 14.
- 1907 ZELLER, *Myacites elongatus* SCHLOTH., S. 85.

Vorliegendes Material. Vertikale Verbreitung.

Von diesem charakteristischen Typus stehen mir acht Stücke, in allen Größen, zur Verfügung. Die Steinkerne stammen mit der einen Ausnahme des Wellendolomits alle aus dem Trochitenkalk, und zwar ausschließlich aus der Bank der *Myophoria vulgaris*. Gesammelt wurden sechs Stücke von Herrn KÖNIG bei Eschelbronn und Steinsfurt, zwei von Herrn WAGNER-KLETT bei Nußloch und Eschelbronn.

Nach der Literatur tritt die *Pl. elongata* SCHLOTH., wie die *musculoides* (?), im Oberen Buntsandstein zuerst auf (LEONHARD, HÖNINGHAUS, VOLTZ und GÜMBEL), hat im Muschelkalk die Blütezeit, um dann noch im Unteren Keuper zu finden zu sein. Ob dies ja nun für meinen hier aufgestellten Typus zutrifft, kann ich nicht beweisen, da ich nicht weiß, ob bei den Angaben auch stets diese bestimmte Pleuromyenart vorlag. Wie ich schon sagte, liegt mir die *Pl. elongata*, mit der einen Ausnahme, nur aus dem Trochitenkalk vor, und hierin wiederum nur aus der Bank der *Myophoria vulgaris*.

Bemerkungen zu einigen Literaturangaben.

AGASSIZ, 1841/42, meint, der *Myacites elongatus* sei nur eine Varietät der *ventricosa*! (mit der sie am wenigsten Ähnlichkeit hat). Er führt diese Art daher nicht besonders auf. QUENSTEDT, 1851, nennt als Nebenform der *Pl. mactroides* den *Myacites elongatus* und bemerkt, daß die Wirbel weit hinter dem vorderen Drittel lägen. Er selbst sagt, die Bestimmung sei unsicher; es lag ihm wahrscheinlich eine walzenförmige *Albertii* oder *mactroides* vor. Treffend bemerkt DUNCKER, 1851, die Form *Myacites elongatus* sei eine der konstantesten. 1853 beschreibt SCHAUROTH aus der Thüringer Lettenkohlenformation einen *Myacites longus*, der aber 1885 von BLANKENHORN mit Recht zu *Anoplophora lettica* gestellt wird.

GIEBEL schildert 1856 ausführlich einen *Myacites elongatus*, der allem Anschein nach kein solcher ist. Ihm allein lagen bisher mit Sicherheit aus dem Muschelkalk Schalen von Myaciten vor. Wohl mag es stimmen, daß die Myaciten-Steinkerne seinen Schalen ihre Entstehung verdanken, aber daß er seiner besprochenen Art den Namen *elongatus* gibt, ist unrichtig. Da seine Abbildung recht deutlich ist, kann ich das wohl sagen, wenn ich auch die Originalstücke noch nicht gesehen habe.

Keineswegs möchte ich aber seinen *Myacites elongatus* ganz von meinen *Pleuromyen* abtrennen, es ist sehr wahrscheinlich, daß es die Schalen einer anderen Art sind, und zwar der *musculoides* oder der *grandis*. Diese Schalen eingehender zu behandeln wäre interessant, da sich daraus sicher auch noch Bestimmteres für die Gattung feststellen ließe. Sind doch bei den Stücken nicht nur das Schloß, sondern auch die Mantel- und Muskeleindrücke erhalten. Sobald ich das Originalmaterial gesehen habe, werde ich mich noch hierzu näher äußern. SEEBACH, 1861, nennt aus dem Braunschweiger Muschelkalk vier Arten von Myaciten; hiervon ist die erste die *Pholadomya musculoides*. Zu ihr rechnet er den *Myacites elongatus* und meint am Schluß: „Im Alter wird unsere Art bauchig, langgestreckt, und bildet den *Myacites elongatus*, der in kleinen Exemplaren nur auf Verdrückung beruht! (Meine kleinen Jugendformen, die beinahe alle unverdrückt sind, zeigen, wie die größeren, schon genau die Merkmale des Typus.)

Wichtig sind zwei Abbildungen von ZELLER, 1907, Tafel I, Fig. 5 und 12. Erstere bezeichnet er als *Myacites compressus*, der nach ihm wahrscheinlich identisch ist, mit der *Anoplophora Muensteri* WISSM. sp. von ALBERTI, Seite 139, Tafel 3, Fig. 9 und die andere als Varietät β . Beide stammen aus der Lettenkohle und liegen in einzelnen Schalenhälften vor. Beim Vergleichen der Abbildungen mit meinem Material fiel mir eine gewisse Ähnlichkeit mit der *elongata* auf. Bemerkenswert ist auch, daß ZELLER aus denselben Schichten noch einen doppelschaligen Steinkern als Varietät des *Myacites compressus* beschreibt, der nach dem Autor am meisten an den *Myacites elongatus* v. SCHLOTH. erinnert. Wären dies alles tatsächlich hierhergehörende Formen, so ließe sich daraus manches schließen.

Beschreibung der *Pleuromya elongata* SCHLOTH. auf Grund des eignen Materials.

Die acht Steinkerne, die mir von dieser charakteristischen Art zur Verfügung stehen, sind alle langgestreckt, ziemlich gewölbt, dabei nicht hoch.

Höhe zur Länge	= 1:2,74	Dicke zur Länge	= 1:2,60
„ „ „	= 1:2,63	„ „ „	= 1:2,56
„ „ „	= 1:2,43	„ „ „	= 1:2,46
„ „ „	= 1:2,34	„ „ „	= 1:2,40
„ „ „	= 1:2,28	„ „ „	= 1:2,30
„ „ „	= 1:2,28	„ „ „	= 1:2,25
„ „ „	= 1:2,18	„ „ „	= 1:2,22

Dicke zur Höhe	=	1:1,09
" "	"	= 1:1,07
" "	"	= 1:1,05 $2 \times$
" "	"	= 1:0,97
" "	"	= 1:0,87
" "	"	= 1:0,80

Nun noch eine Tabelle, die die Lage des Wirbels festlegt. Der vordere Wirbelabstand (VA) ist = 1 gesetzt.

VA zur GL	=	1:6,66
" "	"	= 1:6,00
" "	"	= 1:5,51
" "	"	= 1:5,15
" "	"	= 1:4,98
" "	"	= 1:4,57
" "	"	= 1:4,12

Im folgenden die extremsten Größen und die daraus berechneten Mittelwerte, die aber im allgemeinen nicht auf anderes Material stimmen werden. Der Grund hierfür ist der, daß ich zur Berechnung auch die ziemlich kleinen, wenn auch nicht kleinsten Formen genommen habe; sie drücken die Werte zu sehr herunter. (Alles in Millimetern.)

	Länge	Höhe	Dicke
Extremsten Werte . . .	51,95—25,35	22,75 - 10,20	22,25—11,00
Daraus berechnete Mittelwerte	38,65	16,47	16,62

Für die drei großen (wohl ausgewachsenen) Steinkerne, läßt sich die Tabelle so aufstellen:

	Länge	Höhe	Dicke
Extremsten Werte . . .	51,95—45,75	22,75—19,00	22,25—17,85
Daraus berechnete Mittelwerte	48,85	20,77	20,05

Was die Skulptur anbelangt, so zeigen die Steinkerne alle unregelmäßige, konzentrische Anwachsstreifen. Unter den Wirbeln macht sich auf den Flanken eine undeutliche, flache, nach hinten unten sich verbreiternde Mulde geltend. Bezeichnend für die Art ist ein mehr oder weniger deutlicher Kiel, der von dem Wirbel ausgehend, nach der hinteren unteren Ecke des Bauchrandes verläuft. Hier erzeugt er eine kleine, oft kaum zu bemerkende Störung im gerundeten Verlauf der Schalenränder. Seitlich unter den Wirbeln

beginnt der Kiel auf einem so zu nennenden „Buckel“; es ist dies die gewölbteste Stelle der Muschel. Hinter dem Kiel sind die Schalen eingedrückt, um dann im klaffenden Teil ziemlich nach oben geschwungen zu sein. Die Abbildungen (Tafel III, Fig. 2 a und 3) zeigen dies am anschaulichsten. Auch die *Pl. elongata* hat von vorn betrachtet einen herzförmigen Umriß, die Einsenkung unter den Wirbeln ist klein. Die verhältnismäßig breiten Wirbel selbst liegen weit vorn, sie berühren sich ganz oder fast ganz, sind eingekrümmt und schwach opistogyr. Von ihnen fallen die Schalenränder von vorn erst ein kleines Stück abschüssig ab, sind dann aber nochmals vorragend gerundet und etwas zusammengedrückt. Hinter den Wirbeln fangen die Hinterränder bald an zu klaffen, wenn auch nur wenig und ganz allmählich und biegen sich dann im ganzen zusammengedrückten Teil nach oben, so daß sie dem Bauchrand parallel verlaufen. Vorn klaffen die Steinkerne nicht. Von Area, Lunula oder Eindrücken der inneren Organisation ist nichts zu sehen.

Zusammenfassung über die *Pleuromya elongata*.

Die *Pl. elongata* SCHLOTH. tritt ? im Obersten Buntsandstein auf, hat im Muschelkalk, hier in Baden im Trochitenkalk, die Hauptverbreitung, um anscheinend auch noch bis in den Unteren Keuper zu gehen.

Es sind alles schlanke, langgestreckte, gewölbte, nicht allzu hohe Formen. Für anscheinend ausgewachsene Stücke betragen die Größen für die Länge = 48,85 mm, die Höhe = 20,77 mm und die Dicke = 20,05 mm. Man erkennt auf den Steinkernen feine, unregelmäßige, konzentrische Anwachsstreifen und auf den Flanken eine, von dem Wirbel ausgehende, nach unten hinten sich erweiternde, undeutliche Mulde. Diese Mulde wird nach hinten oben begrenzt von einem mehr oder weniger deutlichen Kiel, der auf den „Buckeln“ unter dem Wirbel beginnend, in seinem Ende den runden Verlauf der Hinterränder etwas stört. Die Wirbel liegen weit vorn, sind verhältnismäßig breit, eingekrümmt und schwach opistogyr. Von ihnen verläuft der Hinterrand parallel dem Bauchrand, der Vorderrand springt nach einem kleinen abschüssigen Stück nochmals vor. Sie biegen dann beide in den Unterrand ein. Die Steinkerne klaffen nur hinten schwach und allmählich.

Anhang.

Von allen Sammlungen, die ich bisher besichtigt habe, ist das Gemeinsame zu sagen, daß die typische *Pl. elongata* SCHLOTH. sehr selten vertreten ist. In Stuttgart und Tübingen liegen einige wenige Stücke aus dem Hauptmuschelkalk von Markgröningen, Rottweil, Sulz a. N. und Wilhelmshluck. Anscheinend reicht in Württemberg diese Art auch noch bis in den Keuper, da sich im Naturalienkabinett ein *Myacites elongatus* aus dem Lettenkohlsandstein von Reichertshausen vorfindet. Es wäre allerdings auch möglich, daß dieser Steinkern zusammen mit dem *Myacites compressus* SANDB. (Original zu ZELLERS Abbildung in Stuttgart) zu den Anoplophoren zu stellen wäre. Der *Myacites compressus* SANDB. kommt im Gipskeuper vor und scheint mit der *Anoplophora Muensteri* (wie sie ALBERTI 1864 abbildet) übereinzustimmen.

In München liegt das Original zu GOLDFUSS' Abbildung 1840. Dieses Stück stammt aber aus dem Dogger, es gehört einer von MUENSTER aufgestellten Art an, nicht dem von SCHLOTHEIM hier in der Arbeit beschriebenen Typus. Davon abgesehen findet man Steinkerne aus dem Hauptmuschelkalk von Hirschfeld und Tiefenlauter.

Pleuromya mactroides SCHLOTHEIM.

Taf. IV, Fig. 2 a, b, c und Fig. 3 a, b, c.

Historisches.

Den Namen hat SCHLOTHEIM 1820 festgelegt und gleichzeitig die Art näher beschrieben. Mit seinen Angaben bin ich nicht vollständig einverstanden, denn so stark übergreifend, wie die Abbildung 1823 zeigt, sind die Wirbel bei der hier besprochenen Art nicht. Nun ist es möglich, daß er das Vershoben- und Eingekrümmtsein der Schalen bei der Zeichnung etwas übertrieben hat, um die Sache zu verdeutlichen. Auf alle Fälle ist seine Abbildung die einzige, die mir vorliegt, die wenigstens annähernd mit meinem Material übereinstimmt.

Literaturangaben.

- 1820 SCHLOTH., *Myacites mactroides*, S. 178.
- 1823 SCHLOTH., *Myacites mactroides*, S. 109, Taf. 33, Fig. 4 a und 4 b.
- 1834 ALBERTI, *Mya mactroides* SCHLOTH., S. 54, 93, 103 u. f.

- 1840 GOLDF., *Myacites mactroides* SCHLOTH., S. 260, Taf. 154,
Fig. 1 a u. b.
1849 V. STROMB., *Myacites mactroides* SCHLOTH., S. 130.
? 1851 QUENST., *Mya mactroides* SCHLOTH., S. 35.
1859 SCHAUR., *Myacites mactroides* SCHLOTH., S. 48.
1861 SEEB., *Thracia mactroides*, S. 636 u. f., Taf. 15, Fig. 5 a,
b u. c.
1864 ALB., *Thracia mactroides* SCHLOTH., S. 142.
1870 ROEM., *Myacites mactroides* SCHLOTH., S. 127, Taf. 10,
Fig. 8, S. 135 (nom.).
1885 QUENST., *Myacites mactroides* SCHLOTH., S. 855, Taf. 67,
Fig. 16.
? 1898 PHIL., *Thracia mactroides* SCHLOTH., S. 177, Taf. 7, Fig. 9.

Vorliegendes Material. Vertikale Verbreitung.

Von allen, schon beschriebenen Pleuromyenarten sind diese 23 Steinkerne die kleinsten Formen. Sie bilden, meiner Meinung nach, auch einen leicht wiederzuerkennenden Typus, obgleich auch sie durch Übergänge mit den anderen Arten verbunden sind. Sie liegen mir ausschließlich aus den oberen Schichten des *Nodosuskalks* und aus den *Semipartitus*schichten vor. Die Hauptmenge der Stücke ist von Herrn KÖNIG gesammelt und zwar im Oberen *Nodosuskalk* von Hoffenheim (Hoffenheimer Klinge), Bruchsal (Heuloch), Grombach, Ittlingen (Straße nach Reihen). Im *Semipartituskalk* bei Grombach, Obergimperm und Hoffenheim. Sechs Stücke stammen von Herrn WAGNER-KLETT aus dem *Semipartituskalk* von Reihen und Obergimperm.

Nach diesen Literaturangaben könnte man versucht sein zu glauben, die Art träte, wie die *musculoides*, vom Buntsandstein bis zum Keuper auf; das stimmt aber nicht, wenigstens nicht hier in Baden, wo dieser Typus allein im Oberen *Nodosuskalk* und *Semipartituskalk* zu finden ist. Ich glaube sagen zu können, daß den meisten Autoren beim Zitieren dieser Art nicht der Typus *mactroides* vorlag, wie er im folgenden geschildert wird. Meine Annahme stützt sich natürlich nur auf die Autoren, die näher auf die Art eingehen und die von ihren beschriebenen Formen Abbildungen geben. Auf einige dieser Angaben gehe ich nun etwas näher ein. Wie schon zu Anfang bemerkt, lag wohl SCHLOTHEIM die wahre *mactroides* vor, obgleich bei meinen Steinkernen die Wirbel bei weitem nicht so übereinandergreifen. — Was GOLDFUSS unter dem Namen abbildet, konnte ich nicht feststellen, doch scheint es keine *mactroides* zu sein,

eher vielleicht eine *musculoides*. — GEINITZ und v. STROMBECK vereinigen die Formen mit der *musculoides*.

QUENSTEDT, 1851, meint, es sei die *Mya mactroides* die häufigste der Muschelkalkmyaciten. Dies stimmt nicht. Obgleich sie nicht zu den seltenen Formen gehört, so treten doch andere Formen, z. B. die *Homomya Albertii* VOLTZ und *fassaënsis* und *Pleuromya musculoides* bei weitem häufiger auf.

SCHAUROTHS Beschreibung der *mactroides*, 1859, stimmt genau für die *Homomya Albertii*. Beinahe sicher lagen ihm kleine Stücke dieser Art vor, dafür sprechen am meisten die 7 bis 12 kräftigen Runzeln, welche nach dem Autor an der vorderen Seite des Steinkerns zu bemerken sind.

SEEBACH, 1861, stellt die Art zu *Thracia*; nun wäre dies noch zu verstehen, da die Schalen der *mactroides* meist verschoben sind, so daß stets eine Klappe kleiner aussieht, als die andere und die Steinkerne daher ungleichschalig erscheinen. Dagegen spricht aber die Tatsache, daß weder eine Lunula, Area oder am Vorderende besonders deutliche, konzentrische Falten bei der typischen *mactroides* zu sehen sind. Möglich, daß auch er kleine Stücke der *Homomya Albertii* beschreibt, für die auch die Körnchenreihen passen würden, die den Homomyenschalen eigen sind.

Es bleiben noch zu erwähnen, 1870 ROEMER und 1885 QUENSTEDT, die unter dem Namen *mactroides* eine *Pleuromya fassaënsis* beschreiben. Sie soll, nach QUENSTEDT, im Wellenmergel ganze Lager bilden. Diese Bemerkung, seine Beschreibung, seine und ROEMERS Abbildung sprechen deutlich für meine Behauptung.

Beschreibung der *Pleuromya mactroides* SCHLOTH. auf Grund des eignen Materials.

Diese Formen zeigen ähnliche Verhältnisse, wie die *Homomya Albertii*. Auch hier kann man zwei Hauptformen unterscheiden, die in ihren extremsten, typischen Stücken weit voneinander abstehen, die aber doch durch Übergänge miteinander verbunden sind. Auch hier hat man nämlich walzenförmig verdrückte Steinkerne, mit dem Unterschied gegenüber der *Albertii*, daß sie hier untergeordnet auftreten. Die höheren, flachen Stücke, die hier meist die ursprüngliche Form der Muschel zeigen, sind weitaus am häufigsten. Wie bei der *Albertii*, ist die Ursache der walzenförmigen Verdrückung die Art der Ein-

bettung der Schalen in den Schlamm, nach dem Absterben des Tieres (s. S. 40).

Im folgenden einige Tabellen, die ich rein versuchsweise aufstellte, die aber recht gut das beweisen, was im vorhergehenden gesagt wurde.

I.				III.			
Walzen- formen	unverdrückte Formen	Höhe zur Länge	= 1:1,58	Dicke zur Länge	= 1:1,93		
		" " "	= 1:1,62	" " "	= 1:2,00		
		" " "	= 1:1,63	" " "	= 1:2,08		
		" " "	= 1:1,70	" " "	= 1:2,11		
		± " " "	= 1:1,74	" " "	= 1:2,15		
		± " " "	= 1:1,75 2 ×	" " "	= 1:2,17		
		" " "	= 1:1,78	" " "	= 1:2,22		
		" " "	= 1:1,82 3 ×	" " "	= 1:2,23		
	Übergangs- formen	" " "	= 1:1,89 2 ×	" " "	= 1:2,32		
		" " "	= 1:1,92 2 ×	± " " "	= 1:2,35		
		" " "	= 1:1,96	± " " "	= 1:2,43		
		" " "	= 1:2,01	" " "	= 1:2,48		
		" " "	= 1:2,02	" " "	= 1:2,51 2 ×		
		" " "	= 1:2,19	" " "	= 1:2,64		
		" " "	= 1:2,30	o " " "	= 1:2,82		
		o " " "	= 1:2,58	o " " "	= 1:2,84		
	Walzen- formen	o " " "	= 1:2,78	o " " "	= 1:2,87 2 ×		
		o " " "	= 1:2,80	o " " "	= 1:2,93		
				" " "	= 1:3,06		
				" " "	= 1:3,32		
				" " "	= 1:3,42		

II.

Walzen- formen	unverdrückte Formen	o Dicke zur Höhe	= 1:0,93
		o " " "	= 1:1,03
		o " " "	= 1:1,04
		o " " "	= 1:1,05
		" " "	= 1:1,09
		" " "	= 1:1,11
		" " "	= 1:1,12
		" " "	= 1:1,15
	Übergangs- formen	" " "	= 1:1,25
		" " "	= 1:1,26 2 ×
		" " "	= 1:1,29 2 ×
		" " "	= 1:1,31
		± " " "	= 1:1,34 2 ×
		± " " "	= 1:1,38
		" " "	= 1:1,42 2 ×
		" " "	= 1:1,53
	unverdrückte Formen	" " "	= 1:1,80
		" " "	= 1:1,86
		" " "	= 1:1,92
		" " "	

Die mit ± versehenen zwei Stücke sind die besten unverdrückten Formen. Die mit o bezeichneten die vier weitaus am deutlichsten verdrückten Walzenformen.

Man erkennt, daß bei den flachen, unverdrückten Formen die Höhe merklich größer ist als die Dicke, während sie bei den walzenförmigen beinahe der Dicke gleichkommt. Aus allen drei Tabellen sieht man wie zwischen diesen, mehr oder weniger an den Enden stehenden Formen, sich viele Übergänge vorfinden. Daß die Verteilung nicht mathematisch genau stimmt, darf nicht befremden, wenn man bedenkt, wie verdrückt und verschoben die Steinkerne meist sind. Ich persönlich war erstaunt über den guten Ausfall der Aufstellungen. Aus der folgenden Tabelle, Querreihe I und II, sieht man in welchen extremen Größenverhältnissen mir alle *Pleuromyen mactroides* vorliegen und wie sich daraus die Mittelwerte berechnen lassen. Aus den Querreihen III und IV erkennt man in welchen Werten man sie weitaus am häufigsten antreffen wird.

	Länge	Höhe	Dicke
I Extremsten Werte aller Exemplare	44,30—25,50	24,00 - 12,10	19,80— 8,35
II Daraus berechnete Mittelwerte	34,90	18,05	14,07
IV 21 Stücke bewegensich in den Werten	13 Exempl. zw. 39,50—31,20 8 weit zerstreut	17 Exempl. zw. 22,25—15,50 4 weit zerstreut	15 Exempl. zw. 16,25—12,50 6 weit zerstreut
V Hieraus berechnete Mittelwerte	35,30	18,87	14,37

(Zwei mittelgroße Jugendstücke wurden bei der Aufstellung weggelassen.)

Aus allen Tabellen zusammen folgt weiter, daß die Formen alle länglich oval bis langgestreckt sind, dabei nicht allzu hoch und dick. Nur die zu Walzenform verdrückten sind verhältnismäßig dick im Vergleich zur Höhe.

Was die Skulptur betrifft, so besteht sie im wesentlichen aus regelmäßigen, dicken, konzentrischen Anwachsstreifen. Diese sind hier im Vergleich zu allen vorangestellten Pleuromyenarten oft viel gröber ausgebildet. Außerdem bemerkt man in manchen Fällen eine ganz leicht angedeutete Furche, die von dem Wirbel ziemlich gerade herunter zum Bauchrand verläuft. Oft ist diese flache Furche besser durch das sanfte Darübergleiten mit dem Finger zu bemerken, als mit dem bloßen Auge.

Die stark eingekrümmten, schwach opistogyren, spitzen Wirbel, sind meist gegeneinander verschoben. Entweder

liegt der rechte unter dem linken, oder umgekehrt. Eine bestimmte Regelmäßigkeit der einen Stellung ist nicht zu beobachten. Ich zählte bei meinem Material: 8 links über rechts, 7 rechts über links, 8 links = rechts. Die Wirbel sind, bei weitaus der größten Anzahl, der Vorderseite genähert. Nur bei den walzenförmigen scheinen sie mehr der Mitte zuzuliegen, das beruht aber nur auf der Verdrückung. Von den Wirbeln fällt die Hinterseite sanft ab, die Vorderseite verläuft erst ein ganz kleines Stück steil, um dann nochmals vorzuspringen. Vorn und hinten sind die Schalenränder, bei unverdrückten Stücken, beinahe gleichförmig gerundet. Bei den walzenförmigen Steinkernen laufen sie dagegen mehr oder weniger spitz zu. Die Formen klaffen vorn nicht, hinten recht stark, aber bei weitem nicht so plötzlich wie bei der *Homomya Albertii*. Auch hier, wie bei meinem ganzen Material, ist nichts von Eindrücken der Muskeln oder des Mantelrandes zu sehen.

Zusammenfassung über die *Pl. mactroides* SCHLOTH

Die *Pl. mactroides* tritt hier im Kraichgau im Oberen *Nodosuskalk* auf und reicht bis in den *Semipartituskalk* (wie es anderweitig um das Auftreten steht, weiß ich nicht, da die Literaturangaben hierüber beinahe alle unzuverlässig sind). Ihrem Formenkreise gehören länglich-ovale bis langgestreckte, teils mehr oder weniger hohe, dabei mäßig dicke, teils durch Verdrückung niedrige und gewölbte Individuen an. Die durchschnittlichen Größen betragen: Länge = 35,30 mm, Höhe = 18,80 mm, Dicke = 14,30 mm. Wenn von der Skulptur etwas erhalten ist, so sind die, über die ganzen Schalen verlaufenden, groben Anwachsstreifen charakteristisch. Außerdem ist oft auch eine kaum zu bemerkende Furche, die vom Wirbel mehr oder weniger gerade zum Unterrand verläuft, festzustellen. Die Schalen klaffen hinten allmählich, aber recht stark, vorn nicht. Die mehr oder weniger spitzen Wirbel sind sehr schwach opistogyr, stark eingekrümmt, meist der eine unter den anderen verschoben. Von ihnen fällt die Hinterseite flach ab, die Vorderseite verläuft ein kurzes Stück steil, ist dann vorragend abgerundet, um dann beide in den Bauchrand überzugehen.

Anhang.

Wenn man von der alten Bezeichnung *Myacites* absieht, so wird diesem Typus meist der Name *Thracia*

mactroides gegeben. Es ist seltsam, daß man gerade diese Form zu *Thracia* stellen will. Genau so wie bei den behandelten Pleuromyenarten führen auch von diesem Typus deutliche Übergänge zu anderen Formen, hauptsächlich zu der *musculoides*. Ich fand von diesem Typus im Naturalienkabinett in Stuttgart einige Stücke, eines auch in der Sammlung von Herrn BECK. Alle Steinkerne sind im Oberen Muschelkalk gefunden, und zwar bei folgenden Orten: Gaismühl, Horgen, Niedereschach, Rottweil, Schleuskauerthal bei Camberg, Sontheim, Wilhelmsglück. Bei einem Exemplar sieht man auf der linken Muschelhälfte, unter dem Wirbel, einen Abdruck einer nach hinten und auch etwas nach vorn reichenden Leiste. Ein Steinkern von der Münchener Sammlung zeigt die zwei Rinnen nur hinten, unter den Wirbeln. Man kann mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß dies die Abdrücke des äußeren Teiles des halbinner-, halbäußerlichen Ligamentes der Pleuromyen sind. Andere Stücke in München stammen aus dem *Nodosuskalk* von Rottendorf und Höchberg bei Würzburg. Das Originalstück zu GOLDFUSS' Abbildung 1840 bekam ich von Bonn geschickt. Es stimmt mit der Abbildung überein, ist aber aus dem Dogger von Mezières, nicht wie GOLDFUSS angibt, aus dem Muschelkalk von Bindloch. Dieses Stück ist nicht zu meinem Material zu stellen.

Die Steinkerne in Tübingen zeigen ab und zu eine Erscheinung, die sonst beinahe nur bei der *Homomya Albertii* zu beobachten ist. Es sind das die groben Runzeln auf der vorderen Muschelseite. Wie bei der speziellen Beschreibung schon gesagt wurde, ist die *mactroides* durch grobe Anwachsstreifen ausgezeichnet, wenn solche überhaupt zu sehen sind. Wenn nun durch irgendwelche Vorgänge, die Steinkerne in ihrem hinteren Abschnitt stärker abgerieben oder vorn anders verdrückt wurden wie hinten, so hat man eine leichte Erklärung für die Runzelercheinung. Was das Auftreten betrifft, so tritt die *Pl. mactroides* in Franken früher auf, als bei uns im Kraichgau. In Würzburg werden als Fundschichten schon die Bänke der *Myophoria vulgaris* angegeben, die über der Hauptcrinitenbank liegen. Davon abgesehen tritt sie, wie bei uns, in den Kalkbänken des *Pecten discites* und *Ceratites compressus* und in den Schichten des *Ceratites nodosus* auf.

Stratigraphischer Überblick.

(Vgl. Tabelle II.)

Die im folgenden gegebene Skizze über das Auftreten und Verschwinden der hier besprochenen Arten, gründet sich auf die Beobachtungen von Herrn KÖNIG. Herr KÖNIG, der jahrzehntelang den Muschelkalk des Kraichgaues durchforscht hat, war in diesem Punkte allein maßgebend. Wie schon an anderer Stelle erwähnt wurde, gelten die Angaben nur für das Muschelkalkgebiet des nördlichen Kraichgaues.

Unterer Muschelkalk.

Leider steht mir nur ganz wenig Material aus dem Wellendolomit zur Verfügung. Danach findet man in der unteren Abteilung des Wellendolomites, und zwar in den mergligen Schichten unmittelbar unter den Trochitenbänken, die *Homomya Albertii*, *impressa* und *fassaënsis*.

Außerdem bekam ich noch zwei kleine, schlechte Steinkerne, wovon der eine beinahe mit Sicherheit zu der *Pl. elongata* zu stellen ist. Es ist das ein ganz vereinzeltes, seltenes Vorkommen.

In der den Wellenkalk nach unten begrenzenden *Ecki*-Bank scheinen hierhergehörende Formen zu fehlen. Es begegnet uns die kleine *Homomya fassaënsis* erst wieder in der Buchi-Bank, hingegen fehlt hier die *Homomya Albertii*, die dann sehr häufig, in den eben nach ihr bezeichneten Schichten, auftritt. Es ist dieser Horizont nicht allein das Hauptlager der genannten Form, sondern auch der *Homomya fassaënsis*, *Althausii* und *impressa*. Ich selbst fand weitaus am häufigsten die *fassaënsis*, bedeutend seltener die *Albertii*, die *impressa* und *Althausii* gar nicht. Meiner Meinung nach ist es daher eigentlich nicht berechtigt, die Schichten nach der *Homomya Albertii* zu nennen, sondern ich finde es richtiger, dafür den Namen „Homomyenschichten“ zu wählen. Nirgends sonstwo im Muschelkalk tritt diese Gattung in solchem Individuenreichtum auf.

Seltsam ist das vereinzelte Vorkommen einer, der *Pl. musculoides* ähnlichen Form, deren Identität mit dieser Spezies mit Sicherheit wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes aber nicht festzustellen ist.

Ob Homomyen oder Pleuromyen in den versteinungsarmen Schichtkomplexen zwischen den Homomyenschichten und der Spiriferinenbank vorkommen, vermag Herr KÖNIG nicht anzugeben.

In der Spiriferinenbank fand sich in großer Häufigkeit die *Homomya fassaënsis*, die *Albertii* fehlt hier schon und ist auch in den folgenden Bänken nicht mehr zu bemerken.

Ob auch in den versteinungsarmen Schichten zwischen Spiriferinenbank und Schaumkalk hierhergehörende Arten vorkommen, war nicht festzustellen. In den zwei Schaumkalkbänken fand Herr KÖNIG nur ein schlecht erhaltenes Stück, das an *Pl. musculoides* erinnert. Seltsamerweise fehlt in den zwei Bänken vollständig die *Homomya fassaënsis*, die weiter oben dann, in den Orbicularisschichten, wohl selten, aber doch zu finden ist.

Hauptmuschelkalk.

Vereinzelt trifft man im Unteren Trochitenkalk Steinkerne, die in ihrer Form an die *Homomya fassaënsis* erinnern. Sie sind aber so stark verdrückt, daß man sie nicht mit Bestimmtheit damit identifizieren kann. Außerdem wäre es seltsam, wenn diese Art als einzige *Homomya* sich auch im Mittleren Muschelkalk erhalten hätte, da sonst keine Formen dieser Gattung in unserem Hauptmuschelkalk vorkommen.

Von der Anhydritgruppe an findet man nur noch Pleuromyen, die allem Anschein nach mit der neuen Meeresstransgression kamen.

Weitaus das meiste Pleuromyenmaterial liefert der Untere und Obere Trochitenkalk. Man findet vor allem die *Pl. musculoides* über den ganzen Schichtenkomplex verstreut, doch kann man die Myophorienschichten als das Hauptlager bezeichnen. Wahrscheinlich erscheint dies dem Sammler aber nur so, weil in den Mergeln die Steinkerne sehr leicht auswittern und daher mit Leichtigkeit zu finden sind. Außer der *musculoides* findet man im ganzen Trochitenkalk auch die *Pl. ventricosa*, die aber bei weitem seltener ist.

In der Spiriferinenbank scheinen die beiden Arten zu fehlen. Die Variation der *musculoides*, die *Pl. rhomboidea* und *grandis*, findet man mit dem Typus zusammen in den Myophorienschichten des Unteren

Verbreitung der Homomyen und Pleuromyen
Schichtprofil aufgestellt mit durchschnittlichen Maßen,

			Hom. <i>Albertii</i>	(?) Hom. <i>fassaënsis</i>	Hom. <i>Althausi</i>	Hom. <i>impressa</i>
Hauptmuschelkalk mo	mo 3	Semipartituskalk				
	mo 2	Ob. Nodosuskalk mit typ Cerat. nodosus de Haan.				
		Unt. Nodosuskalk m. Cerat. compressus u. Pect. discites		×		
	mo 1	Spiriferinabank				
		Ob. Trochitenkalk				
		Unt. Trochitenkalk m. Myophorienschicht.	×	×		
Anhydrit-Gr. mm						
Wellengebirge mu	mu 3	Orbicularisschicht (7 m)		×		
	mu 2	Schaumkalkbank (45–140 cm)		×		
		Versteinerungs- arme Schichten (11 m)		×		
		Spiriferinabank (15–20 cm)		×		
		Versteinerungs- arme Schichten (20–30 m)		×		
		Schichten d. Hom. <i>Albertii</i> Homomyenschichten (11–12 m)	×	×	×	×
		Buchibank		×		
		Eckibank (4–6 cm)		×		
	mu 1	Wellendolomit	×	×		×

nach den Brüchen von Leimen und Diedesheim.

Tabelle II.

[illegible]

Trochitenkalkes und in der, die beiden darüberliegenden Trochitenbänke trennenden, Mergelbank.

Was die *Pl. elongata* betrifft, die gleichfalls im Unteren Trochitenkalk vorkommt, so muß man hier unterscheiden zwischen großen und kleinen Stücken. Die anscheinend wohlentwickelten Formen sind beschränkt auf die Myophorienbank, die kleinen trifft man nur in den, das Liegende dieser Schichten bildenden, Kalkbänken. In eben den zuletzt erwähnten Schichten ist die ganze Fauna schlecht entwickelt, insofern, als die meisten Formen anscheinend infolge ungünstiger Lebensbedingungen kleiner ausgebildet sind, als ihre Nachkommen in den folgenden Schichten.

Es bleiben nun noch zu erwähnen die *Pl. mactroides* und die ?*Pl. crassa*. Erstere scheint im Unteren *Nodosuskalk*, d. h. im Lager des *Ceratites compressus*, zu fehlen. Ihr Vorkommen beschränkt sich einmal auf das Lager des *Ceratites nodosus* DE HAAN und weiter auf die tieferen Schichten des *Semipartituskalkes*.

In den höheren *Semipartitus*schichten tritt unvermittelt die ?*Pl. crassa* auf, die ich aber nicht als selbständige Art aufstellen konnte. Sie hat sicher am meisten Ähnlichkeit mit der *musculoides*. Würde man letztere Art auch noch im *Nodosuskalk* finden, wie wir gesehen haben, hört sie in der Spiriferinenbank auf, so würde man die Formen aus den Oberen *Semipartitus*schichten mit Bestimmtheit als veränderte Nachkommen bezeichnen. So aber tritt die *crassa* unvermittelt auf und hat ein anderes Aussehen als die typische *musculoides*. Bis weitere Funde glücken, muß man die Frage offen lassen, wohin diese plumpen, stark verdrückten Steinkerne zu stellen sind. Mit diesen schlecht erhaltenen Stücken und der *Pl. musculoides* verschwinden im Hauptmuschelkalk die Pleuromyen, um sich später im Jura und in der Kreide einer großen Verbreitung zu erfreuen.

Zusammenfassend möchte ich nochmals bemerken, daß für die hier behandelten Zweischaler zwei Schichten des Muschelkalks hauptsächlich in Betracht kommen.

Die Homomyen haben ihre Hauptverbreitung in den Schichten der *Homomya Albertii* = Homomyenschichten des Unteren Muschelkalkes und sind mit ganz wenigen, unsicheren Ausnahmen auf diesen Teil der Formation beschränkt.

Die Pleuromyen, die mit ganz wenigen Ausnahmen nur im Hauptmuschelkalk vorkommen, haben ihr hauptsächlichstes Lager im Trochitenkalk und zwar in den Myophorienschichten.

[Manuskript eingegangen am 7. Juli 1919.]

Literaturverzeichnis.

- AGASSIZ, L. (AG.): Etudes critiques sur les Mollusques fossiles. Monographie des Myes. Neuchâtel, 1842—45.
- AHLBURG, JOH. (AHLB.): Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Pr. u. Th. Heft 50 n. F. Berlin 1906.
- ALBERTI, FR. V. (ALB.): Beitrag zu einer Monographie des bunten Sandsteins, Muschelkalkes und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. Stuttgart u. Tübingen 1834.
- ALBERTI, FR. V.: Überblick über die Trias mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. Stuttgart 1864.
- ARTHABER, G.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes, Letth. geogn. II. Teil, 1. Band, 3. Lief. Stuttgart 1905.
- BAUMER, I. W.: Naturgeschichte des Mineralreiches, bes. v. Thüringen. Gotha 1763.
- BÈCHE, H. T. DE LA: Handbuch der Geognosie. Bearbeitet v. H. v. Dechen. Berlin 1832.
- BENECKE und COHEN: Geogn. Beschreibung der Umgebung v. Heidelberg. 1881.
- BENECKE: Über die Trias in Elsaß-Lothringen u. Luxemburg. Abh. z. geolog. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen. Band I. Heft IV, 1877.
- BERGER, H. A. C.: Die Versteinerungen des Schaumkalkes am Thüringer Wald, n. J. f. M. Jahrgang 1860.
- BERGER, H. A. C.: Die Versteinerungen im Röt von Hildburg-hausen, n. J. f. M. Jahrgang 1859.
- BERTRAND, E.: Dictionaire universel, des fossiles propres et des fossiles accidentes. Avignon 1763.
- BITTNER, A.: Lamellibranchiaten der alpinen Trias, Abh. k. k. Reichsanst., XVII, 1, 1885.
- BITTNER, A.: Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyer-Waldes, Resultate d. wiss. Erf. d. Balatonsees, 1, Budapest 1901.
- BLANCKENHORN, M. (BLANCKENH.): Die Trias am Nordrande der Alpen, zwischen Commern, Zülpisch und dem Roertale. Inaug.-Diss. Bonn 1885.
- BORNEMANN, I. G. (BORNEM.): Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalkes, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine in Thüringen, Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1885/86.
- BRANCO: Notiz über d. Vorkommen d. Muschelkalkes bei Altmersleben in der Altmark. Diese Zeitschr., XXIX, 1877.
- BRAUNS: Der untere Jura im nordwestl. Dtschld., Braunschweig 1871.
- BROMBACH, FR. (BROMB.): Beiträge zur Kenntnis der Trias am südwestl. Schwarzwald. Mittl. d. großh. bad. geolog. Landesanst. 4. Heft 4, 1903.
- BRONN, H. G.: *Lethaea geognostica*, 2. Aufl. 1837.

- BRONN, H. G.: *Lethaea geognostica*, 3. Aufl. 1856.
- BRONN, H. G.: *Index palaeontologicus*, Stuttgart 1848.
- CREDNER, H.: Geognostische Beschreibung des Höhenzuges zwischen Gotha und Arnstadt. n. J. f. M., Jahrg. 1839.
- CREDNER, H.: Übersicht der geognostischen Verhältnisse zwischen Schmalkalden und Friedrichsrode, N. J. f. Min., Jahrg. 1841.
- DUNCKER, W. (DUNCK.): Über die im Muschelkalk von Oberschlesien bis jetzt gefundenen Mollusken, *Palaeontographica*, Band I, 1851.
- ECK, H., Über den Opatowitzer Kalkstein des oberschlesischen Muschelkalkes. Diese Zeitschr., XIV., 1862.
- ECK, H.: Über die Formation des bunten Sandsteins und des Muschelkalkes in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. Inaug.-Diss. Berlin 1865.
- ECK, H.: Über die Auffindung von Conchylien im Mittleren Muschelkalk bei Rüdersdorf. Diese Zeitschr., XVIII, 1866.
- ECK, H.: Beitrag zur Kenntnis des süddeutschen Muschelkalkes. Diese Zeitschr., 32, 1880.
- ENGEL, TH.: Geogn. Wegweiser durch Württemberg, Stuttgart 1908.
- FRAAS, E.: Der Petrefactensammler, Stuttgart 1910.
- GEINITZ, H. B. (GEIN.): Beitrag zur Kenntnis des Thüringer Muschelkalkgebirges, Jena 1837.
- GEINITZ, H. B.: Grundriß der Verteinerungskunde, Dresden und Leipzig. Lief. I, II, 1845, III, 1846.
- GIEBEL, C. G.: Deutschlands Petrefacten, Leipzig 1852.
- GIEBEL, C. G.: Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle, Abh. d. naturwiss. Vereins f. d. Provinz Sachsen und Thüringen, I, 1856.
- GOLDFUSS, A. (GOLDF.): *Petrefacta germaniae*, II. Teil, Düsseldorf. 1834—1840.
- GÜMBEL, C. W. (GÜMB.): Geogn. Beschreibung des bayr. Alpengebirges u. seines Vorlandes, Gotha 1861.
- GÜMBEL, W. v. (GÜMB.): Geogn. Beschreibung d. Königreiches Bayern. Zweite Abteilung = geogn. Beschreibung d. ostbayerischen Grenzgebirges oder des bayerischen und oberpfälzer Waldgebirges. Gotha 1868.
- GÜMBEL, W. v.: Geologie v. Bayern, I. Teil: Grundzüge der Geologie, Kassel 1888.
- GÜMBEL, W. v.: Geologie v. Bayern, II. Bd.: Geolog. Beschreibung von Bayern, Kassel 1894.
- HELLMANN, H.: Die Petrefacten Thüringens, Kassel 1862. *Palaeontographica*, Suppl. I, 1866.
- HOHENSTEIN, V.: Beiträge z. Kenntnis d. Mittl. Muschelkalkes u. d. Unt. Trochitenkalkes am östl. Schwarzwaldrand. Jena 1913.
- KLÖDEN, K. F.: Die Versteinerungen der Mark Brandenburg. Berlin 1834.
- KOENEN, A. v.: Über die Gattung *Anoplophora* SANDB. (*Unionia* POHLIG). Diese Zeitschr., 33, 1881.
- KNORR, G. W.: Sammlung von Merkwürdigkeiten der Natur u. Altertümer des Erdbodens. (Dabei auch Text von WALCH.) Nürnberg 1755—1773.

- KOKEN, E.: Die Leitfossilien, Leipzig 1896.
- KONINCK, L. DE (DE KON.): Description des animeaux fossiles qui se trouvent dans le terrain Carbonifère de Belgique. Lüttich 1842—1844.
- LANGENHAN, A. (LANGENH.): Versteinerungen der deutschen Trias. Liegnitz 1903.
- LEONHARD, G.: Beiträge zur Geologie der Gegend von Heidelberg, 1844.
- LEONHARD, G.: Beiträge zur mineralogischen und geognost. Kenntniss des Großherzogtums Baden. Stuttgart 1854.
- LEONHARD, G.: Geognost. Skizze des Großherzogtums Baden. 2. Aufl. Stuttgart 1861.
- MOECH, C.: Monographie der Pholadomyen. Abh. d. Schweizer palaeontol. Ges. I. Basel u. Genf 1874.
- MÜNSTER, GEORG, GRAF ZU (v. MÜNST.): Beiträge zur Petrefactenkunde IV. 1841.
- NEUMAYER, M.: Erdgeschichte, II. Leipzig u. Wien 1887.
- NÖTLING, F.: Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Diese Zeitschr., 32, Jahrg. 1880.
- D'ORBIGNY, A. (D'ORB.): Palaeonthologie française. Terre. Crét. III. Lamellibranches 1843.
- D'ORBIGNY, A.: Prodrome de palaeonthologie stratigraphique universelle des animeaux mollusques et rayonnés. Paris 1849 bis 1852.
- PASSARGE: Das Röt im östlichen Thüringen. Inaug.-Diss. Jena 1891.
- PHILIPPI, E. (PHIL.): Die Fauna des Unteren Trigonodusdolomits von Hühnerfeld b. Schwieberdingen u. des sogen. Cannstatter Kreidemergels. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württemberg, 1898.
- PHILIPPI, E.: Kontinentale Trias, *Lethaea geognostica*, II. Teil, 1. Heft, 1. Lieferung, Stuttgart 1903.
- PICTET, F. v. I. (PICT.): Traité de Paléontologie ou histoire naturelle des animeaux fossiles. Paris 1853.
- QUENSTEDT, FR. A.: (QUENST.): Das Flözgebirge Württembergs. Tübingen 1851.
- QUENSTEDT, FR. A.: Handbuch der Petrefactenkunde. Tübingen 1885.
- ROEMER, FR. A.: Versteinerungen des norddeutschen Oolith-Gebirges. Hannover 1836.
- ROEMER, C. F. (ROEM.): Das rheinische Übergangsgebirge. Hannover 1844.
- ROEMER, F.: Geologie v. Oberschlesien. Breslau 1870.
- SANDBERGER, F. v. (SANDB.): Beobachtungen in der Würzburger Trias. Würzburger naturwiss. Zeitschr., V, 1864.
- SANDBERGER, F. v.: Die Gliederung der Würzburger Trias und ihre Äquivalente. Würzburger naturw. Zeitschr., IV, 1866/67.
- SANDBERGER, F. v.: Die Lagerung der Muschelkalk- und Lettenkohलगruppe in Unterfranken. Verhandl. d. phys.-med. Ges. in Würzburg, neue Folge. XXVI, 1893.
- SCHALCH, F.: Beiträge zur Kenntniss der Trias am südöstlichen Schwarzwald. Inaug.-Diss. Schaffhausen 1873.

- SCHALCH, F.: Die Gliederung des Oberen Buntsandsteines, Muschelkalkes und Unteren Keupers nach der Aufnahme auf Sektion Mosbach und Rappenu. Mitt. d. großh. bad. geolog. Landesanst., II, 1893.
- SCHAUROTH, K. v. (SCHAUR.): Übersicht der geognostischen Verhältnisse der Gegend von Recoaro im Vizentinischen, 1855. (Sitzungsber. d. math. naturw. Kl. d. k. Akad. d. Wiss. 167. Bd., 3. Heft.)
- SCHAUROTH, K. v.: Die Schaltierreste der Lettenkohlenformation des Großherzogtums Koburg. Diese Zeitschr., IX, 1857.
- SCHAUROTH, K. v.: Kritisches Verzeichnis der Versteinerungen der Trias im Vizentinischen. (Sitzungsber. d. math. naturw. Kl. d. k. Akad. d. Wiss., 34, 1859.)
- SCHLOTHEIM, E. F. v. (SCHLOTH.): Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinerter Tier- und Pflanzenreste. Gotha 1820.
- SCHLOTHEIM, E. F. v.: Nachträge zur Petrefactenkunde. II. Abt. Gotha 1823.
- SCHMID, E.: Die organischen Reste des Muschelkalkes im Saalethal bei Jena. N. J. f. Min., 1853.
- SCHMIDT, F. A. (SCHM.): Die wichtigsten Fundorte der Petrefacten Württembergs, nebst ihren ersten Kennzeichen. N. Jahrb. f. Min., 1838.
- SCHMIDT, F. A.: Petrefactenbuch oder allgem. u. bes. Versteinerungskunde mit Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse, besonders in Deutschland. Stuttgart 1846.
- SCHMIDT, M. A.: Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. Mitt. d. geol. Abt. d. Württemb. stat. Landesamtes. Nr. 3, 1907.
- SCHRÖTER, J. S. (SCHRÖT.): Journal des Steinreiches und Conchologie. II. Weimar 1774.
- SCHUMACHER, C. F. (SCHUM.): Zur Kenntnis des Unteren Muschelkalkes im nordöstlichen Deutschlothringen. Mitt. d. Komm. f. d. geolog. Landesuntersuchung v. Elsaß-Lothr. 1889.
- SEEBACH, K. v. (v. SEEB.): Die Conchilienfauna der Weimari-schen Trias. Diese Zeitschr., XIII, 1861.
- STIZENBERGER, E.: Übersicht der Versteinerungen des Großh. Baden. Freiburg 1851.
- STROMBECK, A. v. (STROMB.): Beitrag zur Kenntnis der Muschelkalkbildung im nordwestl. Deutschland. Diese Zeitschr., I, 1849.
- TERQUEM, M. O.: Observation sur les Études critiques des Mollusques fossiles comprenant la Monographie des Myaires pr. M. AGASSIZ. N. J. f. M., 1854—1856.
- VOGEL, R. A.: Praktisches Mineralsystem. Leipzig 1876.
- VOLTZ, M.: Notice sur le grès bigarré de Soultz les bains. Mémoires d. l. soc. d'Hist. nat. de Strasbourg 1837.
- WAGNER, H. (WAGN.): Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. N. F., H. 27, 1897.
- WALLERIUS, J. G.: Systema mineralogium Vienne, 1778.
- WALCH: Das Steinreich, Halle 1769.

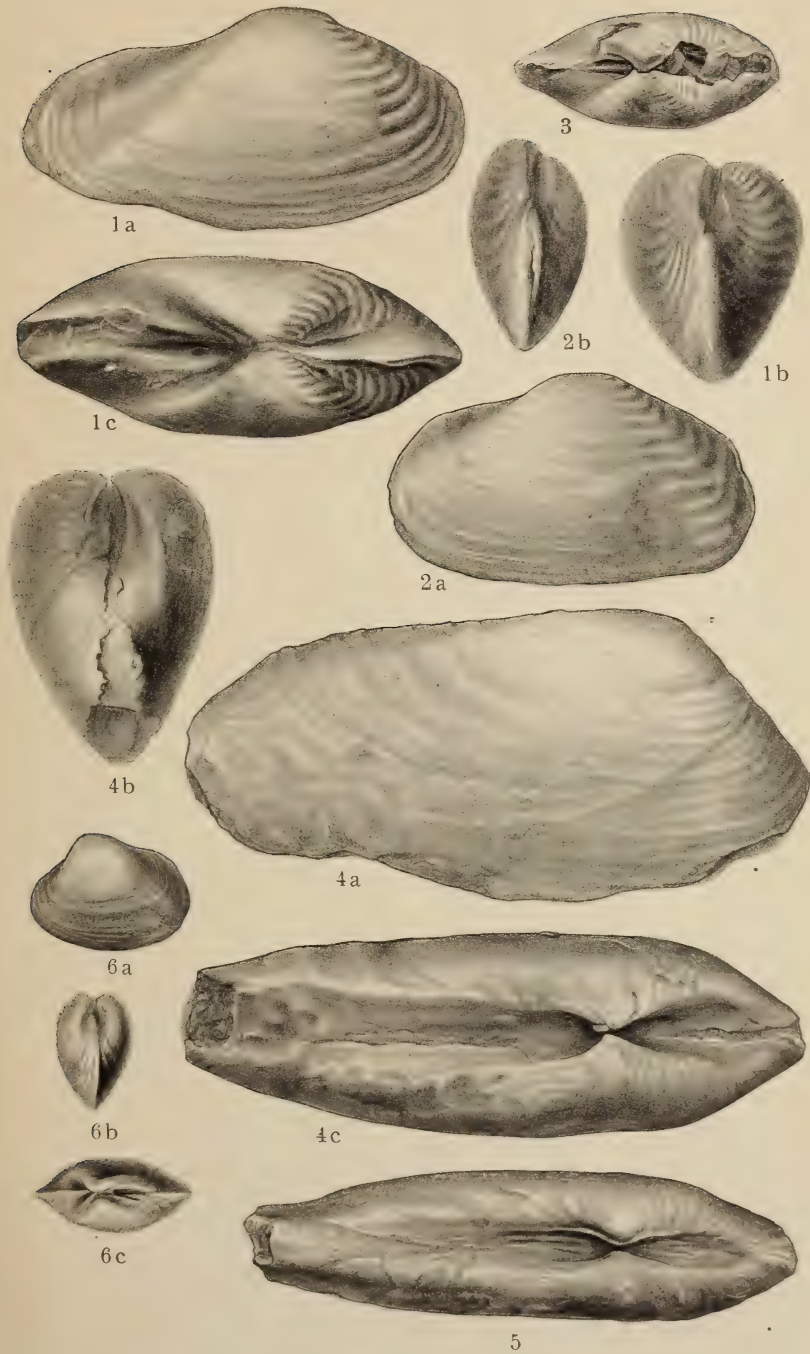
- WALCH, I. E. I.: Die Naturgeschichte der Versteinerungen zur Erläuterung der Knorrschen Sammlung, II. Teil, Nürnberg 1768.
- WALTHER, K.: 12 Tafeln der verbreitetsten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk d. Umgebung v. Jena. Jena 1906.
- WEPFER, E.: Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. Sep.-Abdruck aus Palaeontographica, 59, Stuttgart 1911.
- WISSMANN, H. C.: Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südlichen Tirols, 1841, in GRAF v. MÜNSTER'S Beiträgen IV.
- ZELLER, F. (ZELL.): Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. Zentralbl. f. Min. usw. 1907.
- ZIETEN, CH. v. (ZIET.): Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart 1830—1833.
- ZITTEL K. A. v. (ZITT.): Handbuch der Palaeonthologie. München u. Berlin. 1881—1885.
-

Erläuterungen zu Tafel I–IV.

Alle Zeichnungen sind von Herrn DETTELBACHER-Tübingen angefertigt und in natürlicher Größe wiedergegeben.

Tafel I.

- Fig. 1 a, b, c. *Homomya Albertii* VOLTZ. Homomyenschichten von Mörtelstein b. Neckarelz. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von G. BENDER.
a) von der rechten Seite, b) von vorn, c) von oben.
- Fig. 2 a und b. *Homomya Albertii* VOLTZ. Unterer Wellenkalk von Leimen. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.
a) von der rechten Seite, b) von vorn.
- Fig. 3. *Homomya Albertii* VOLTZ. Unterster Trochitenkalk von Eschelbronn. Original in der Sammlung von Redakteur KÖNIG.
von oben.
- Fig. 4 a, b, c. *Homomya Althausi* ALB. Unterer Wellenkalk von Leimen. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.
a) von der rechten Seite, b) von vorn, c) von oben.
- Fig. 5. *Homomya Althausi* ALB. Unterer Wellenkalk von Leimen. Original in der Sammlung von Redakteur KÖNIG.
von oben.
- Fig. 6 a, b, c. *Homomya fassaënsis* WISSMANN. Unterer Wellenkalk von Leimen. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.
a) von der linken Seite, b) von vorn, c) von oben.
-



Tafel II.

Fig. 1 a, b, c. *Pleuromya musculoides* SCHLOTH. Trochitenkalk von Nußloch. Original im geol. pal. Institut der Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.

a) von der linken Seite, b) von vorn, c) von oben.

Fig. 2. *Pleuromya musculoides* SCHLOTH. Oberer Trochitenkalk von Steinfurt. Original in der Sammlung von Redakteur KÖNIG.

Von der linken Seite.

Fig. 3. *Pleuromya musculoides* SCHLOTH. Schichten der *Myophoria vulgaris* von Nußloch. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.

Fig. 4 a, b, c. *Pleuromya musculoides* SCHLOTH. Var. *rhomboidea* var. nov. Schichten der *Myophoria vulgaris* von Nußloch. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.

a) von der linken Seite, b) von vorn, c) von oben.

Fig. 5. *Pleuromya musculoides* SCHLOTH. Var. *rhomboidea* var. nov. Unterer Trochitenkalk von Nußloch. Original der Sammlung von Redakteur KÖNIG.

Von der linken Seite.

Fig. 6 a und b. *Homomya fassaënsis* WISSM. Unterer Wellenkalk von Leimen. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.

a) von der linken Seite, b) von vorn.

Fig. 7 a und b. *Homomya fassaënsis* WISSM. Unterer Wellenkalk von Leimen. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.

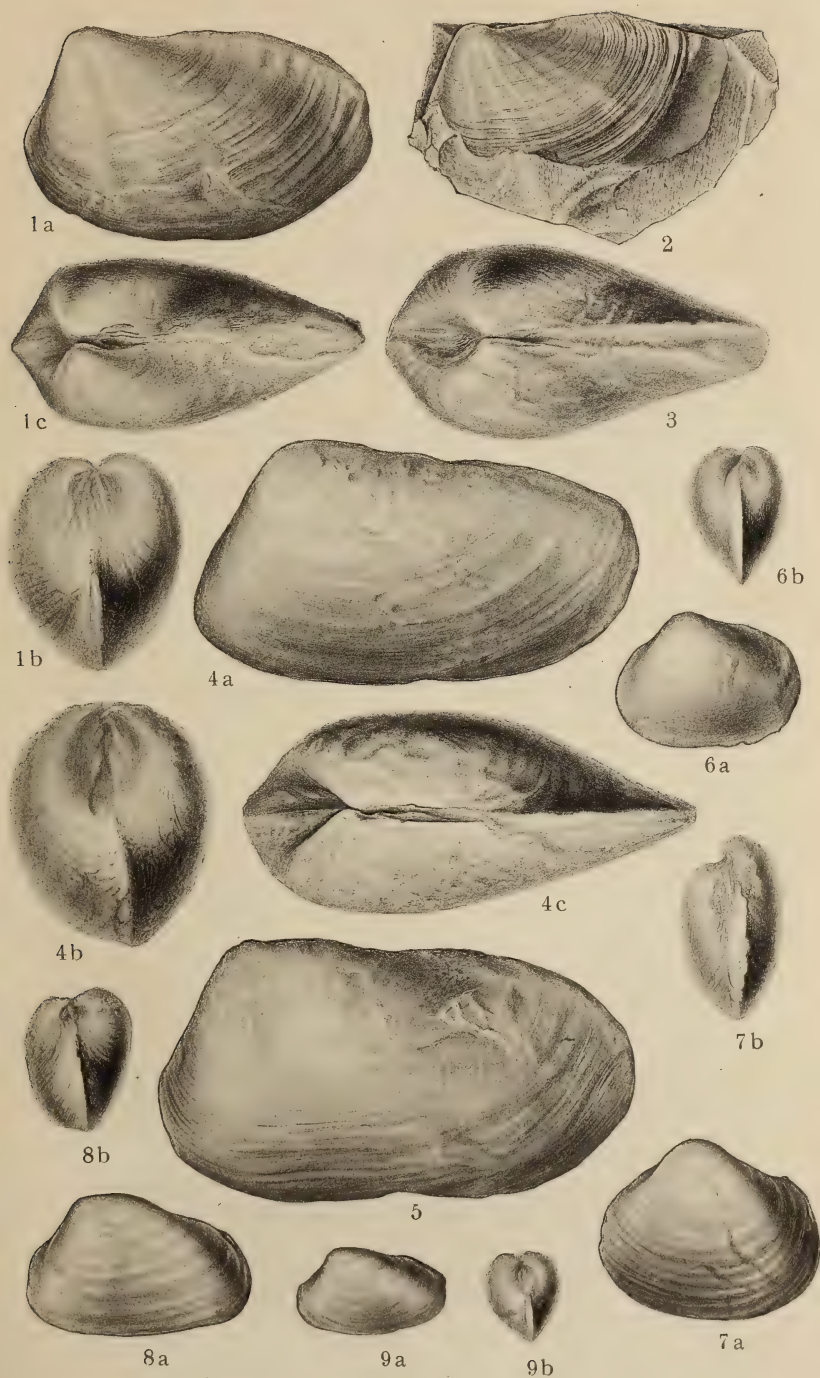
a) von der linken Seite, b) von vorn.

Fig. 8 a und b. *Homomya fassaënsis* WISSM. Homomyenschichten von Mörtelstein bei Neckarelz. Original der Sammlung von Redakteur KÖNIG.

a) von der linken Seite, b) von vorn.

Fig. 9 a und b. *Homomya fassaënsis* WISSM. Unterer Wellenkalk von Leimen. Original aus der Sammlung von Redakteur KÖNIG.

a) von der linken Seite, b) von vorn.



Tafel III.

Fig. 1 a, b, c. *Pleuromya musculoides* SCHLOTH. Var. *grandis* MÜNST. Unterer Trochitenkalk von Nußloch. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.

a) von der linken Seite, b) von vorn, c) von oben.

Fig. 2 a, b, c. *Pleuromya elongata* SCHLOTH. Unterer Trochitenkalk von Eschelbronn. Original der Sammlung von Redakteur KÖNIG.

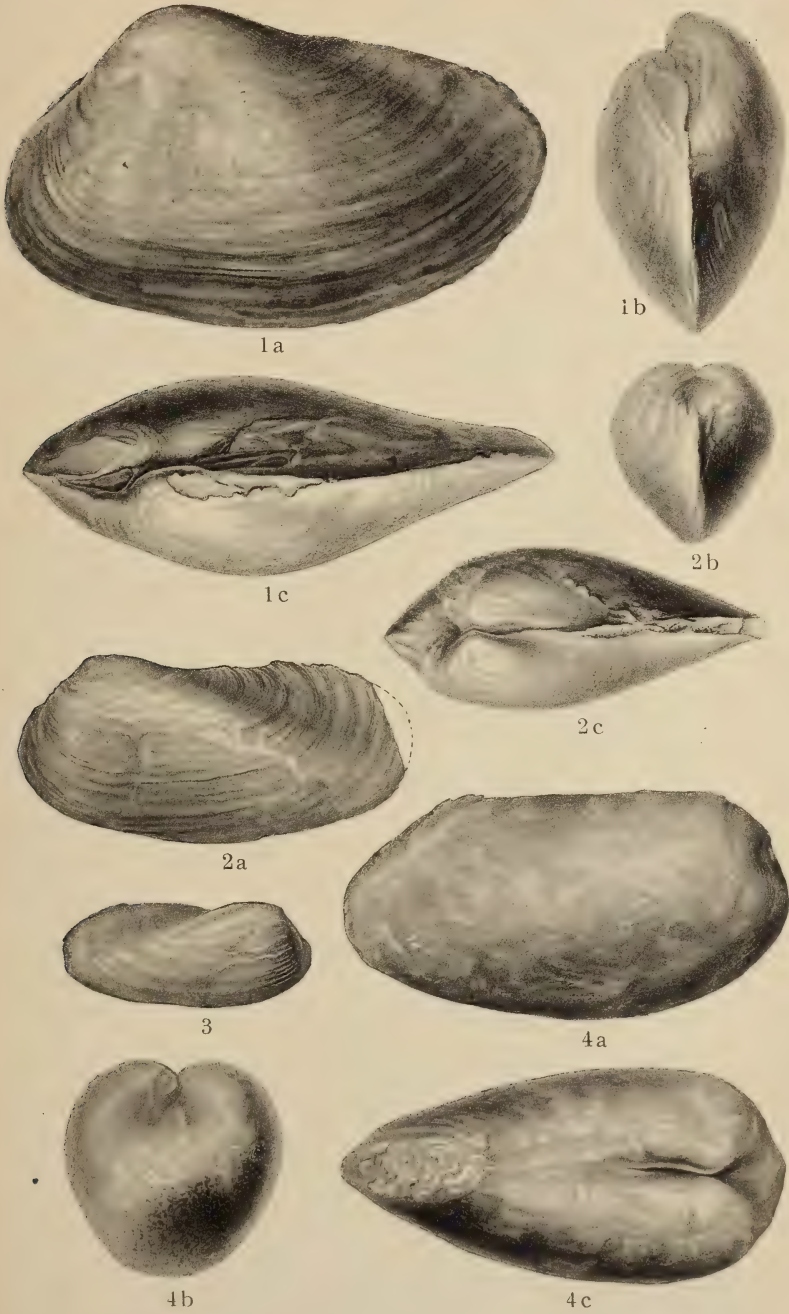
a) von der linken Seite, b) von vorn, c) von oben.

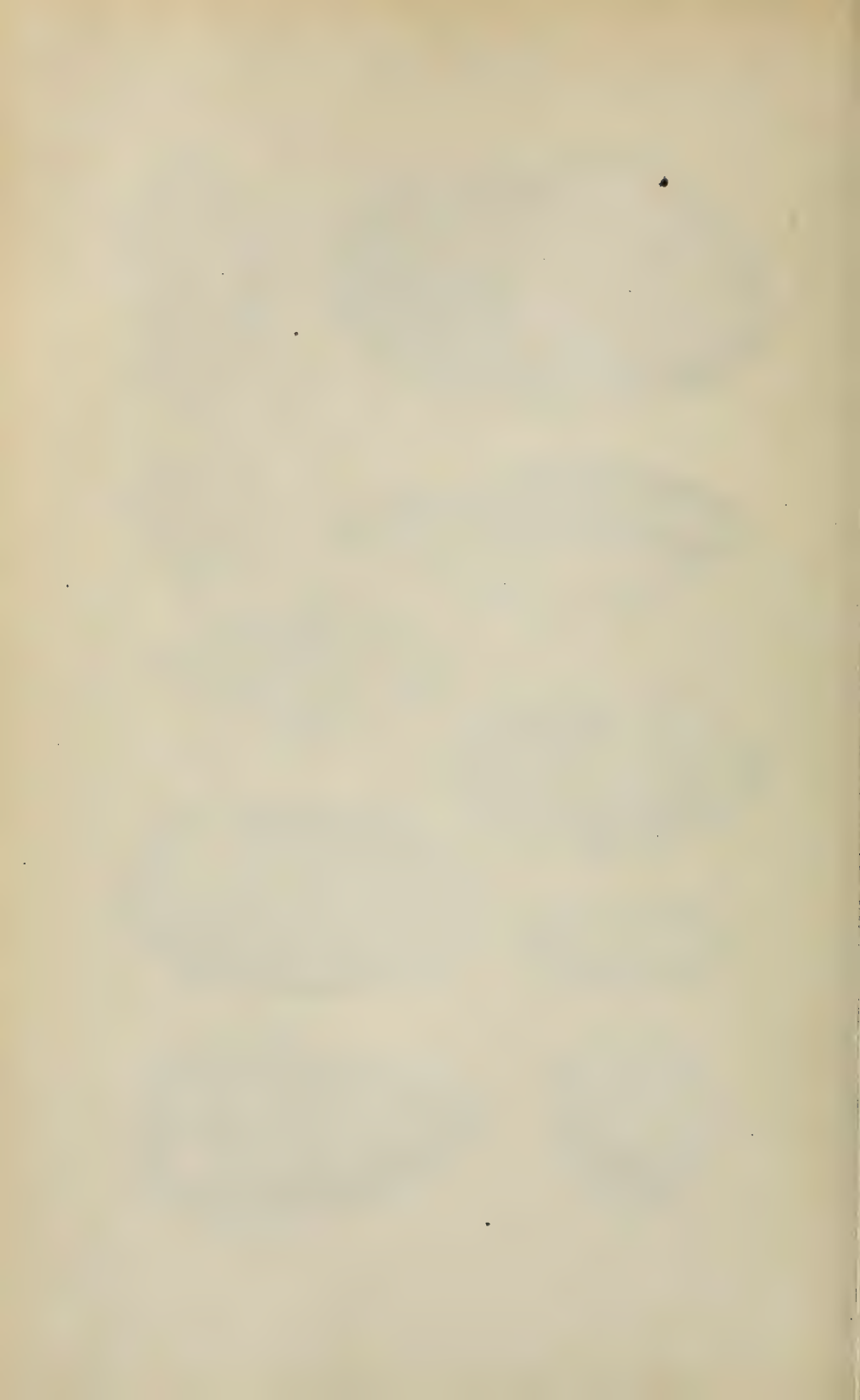
Fig. 3. *Pleuromya elongata* SCHLOTH. Trochitenkalk von Nußloch. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.

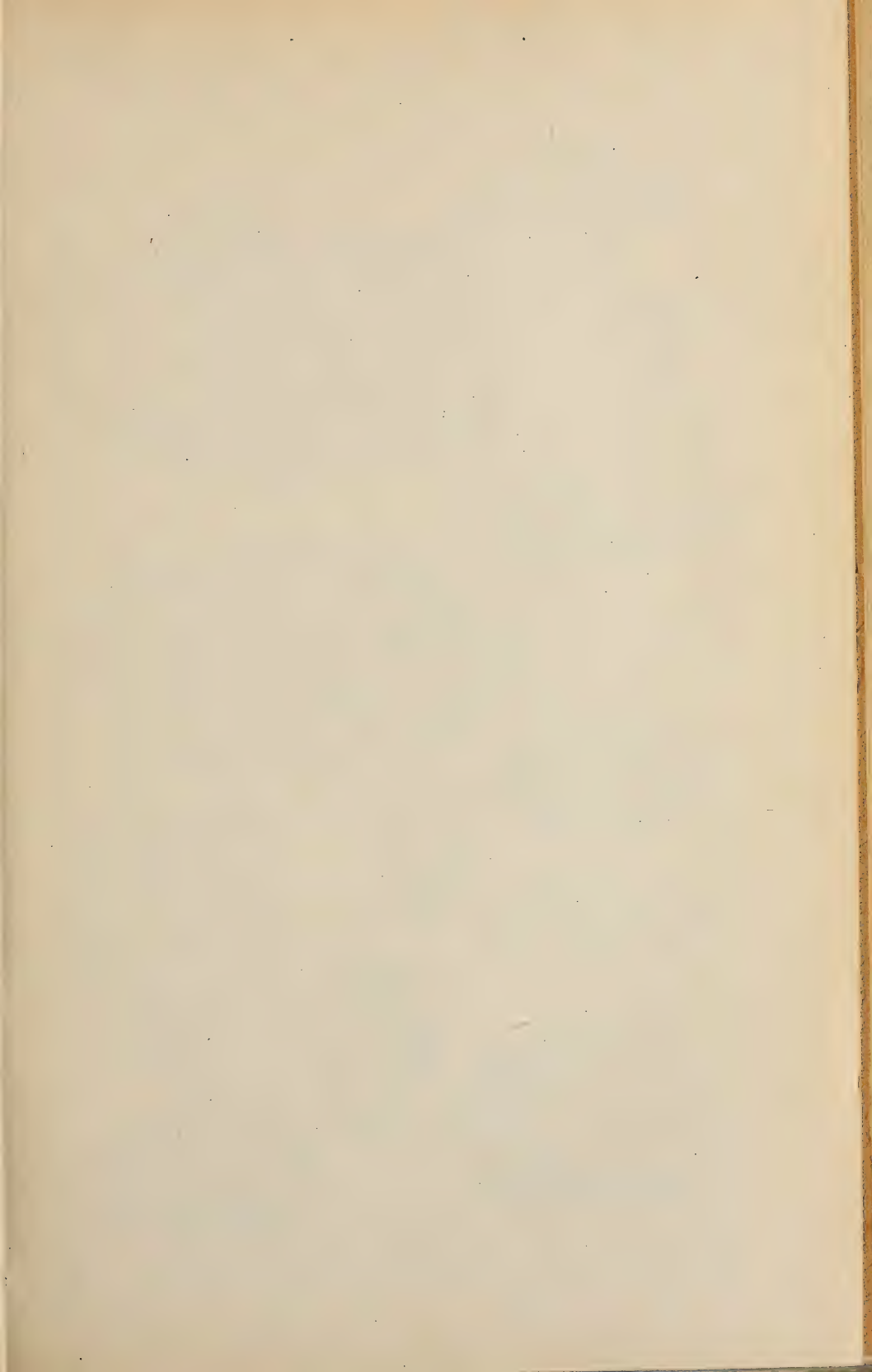
Von der rechten Seite.

Fig. 4 a, b, c. *Pleuromya musculoides* SCHLOTH. Mut. *crassa* mut. nov. Semipartituskalk von Obergimperm. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. WAGNER-KLETT.

a) von der rechten Seite, b) von vorn, c) von oben.







Tafel IV.

Fig. 1 a, b, c. *Homomya impressa* ALB. Unterer Wellenkalk von Leimen. Original im geol. pal. Institut d. Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.

a) von der linken Seite, b) von vorn, c) von oben.

Fig. 2 a, b, c. *Pleuromya mactroides* SCHLOTH. Semipartituskalk von Obergimpfern. Original im geol. pal. Institut der Univ. Heidelberg, aus der Sammlung von Dr. W. WAGNER-KLETT.

a) von der linken Seite, b) von vorn, c) von oben.

Fig. 3 a, b, c. *Pleuromya mactroides* SCHLOTH. Oberer Nodosuskalk von Hoffenheim. Original der Sammlung von Redakteur KÖNIG.

a) von der linken Seite, b) von vorn, c) von oben.

Fig. 4 a, b, c. *Pleuromya ventricosa* SCHLOTH. Oberer Muschelkalk von Oberlauter in Koburg. Original im geol. pal. Institut d. Univers. Heidelberg, geschenkt von Dr. BERGER.

a) von der rechten Seite, b) von vorn, c) von oben.

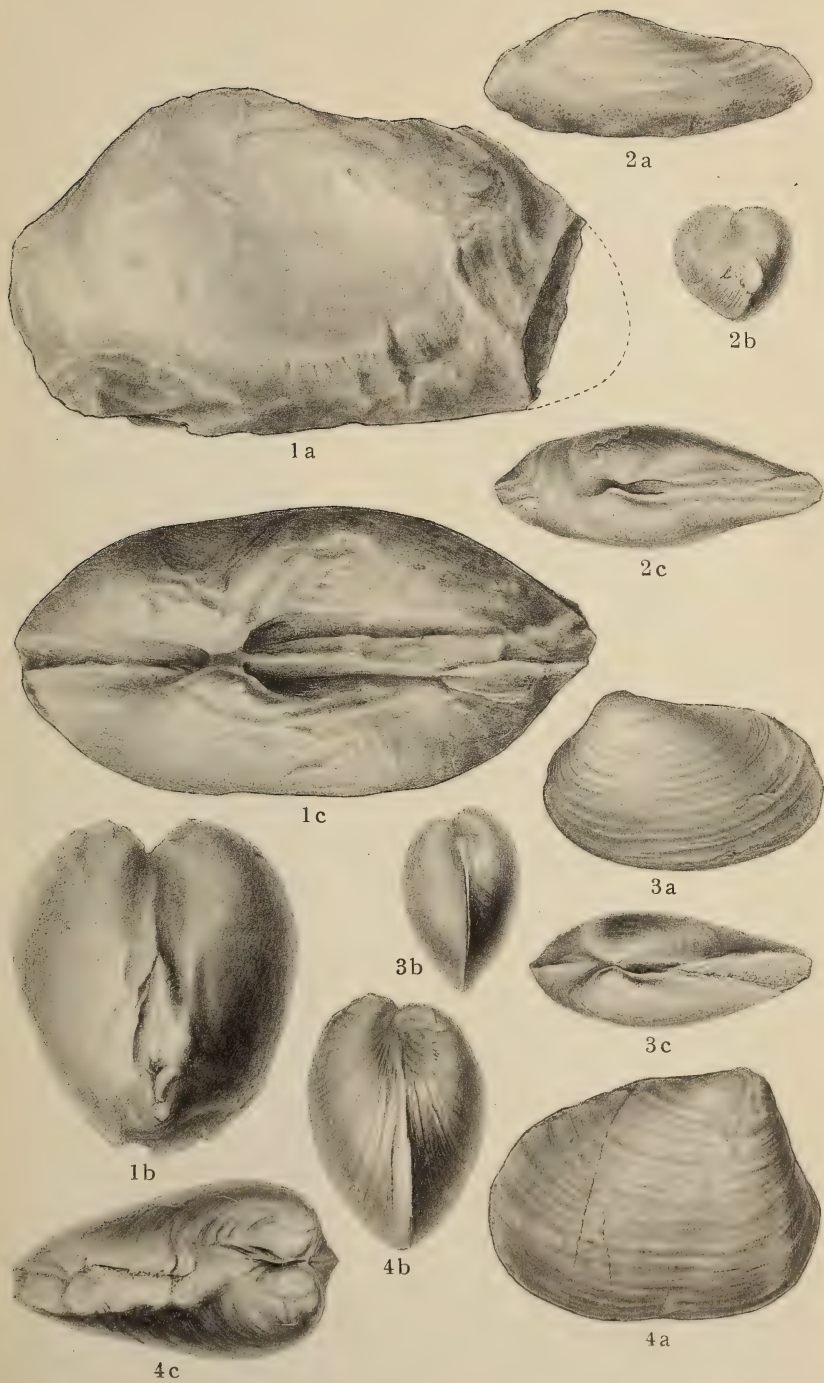
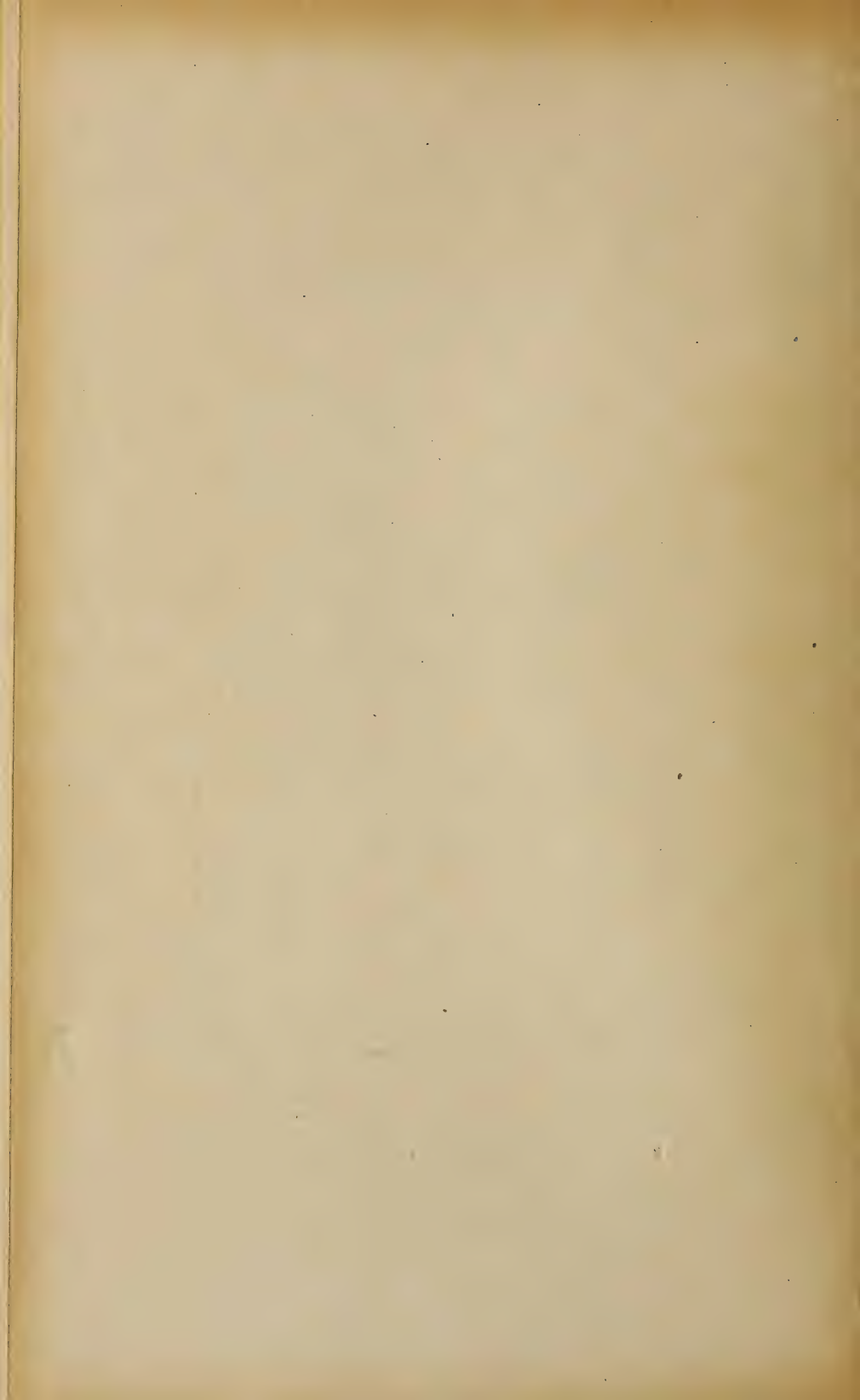


Tabelle I.

a GROYE		<i>Thracia</i> LEACH Trias — heute	<i>Lyonsia</i> TURTON Tertiär — lebend
ungleich- und vorn (die re- sehr)	Me s S w S	Ungleichschalig, eine Schale stets gewölbter als die andere, dünn, hinten klaffend	Schale aufgebläht zusammenge- drückt, dünn un- gleichschalig, hinten stark klaffend, vorn schwach
in jeder richt e der	Za d l d S	Zahnlos, jederseits mit schwachem horizon- talen Vorsprung, für teils nach innen reichen- dem Ligament	Zahnlos, mit Kalk- knöchelchen
	W s u d	?	Hervortretend
stark vor- schwielen		Äußerlich	Innerlich
aus, der kel tief ere Seite nten an-		Mit kleinem Sinus	Mit Sinus
vorderer ach der chel aus; schief		Vorderer klein rund; hinterer schmal, trans- versal	Hinterer rundlich, vorderer oval, nach dem Wirbel vorspringend
	E z a e n z	?	?
		?	?

Tabelle I.

	<i>Pleuromya</i> Ag. Trias und Kreide	<i>Pleuromya</i> Ag. emend. ZITTEL, Trias — Kreide	<i>Allorisma</i> KING Karbon und Kreide	<i>Gresslya</i> Ag. Jura, Muschelkalk	<i>Pholadomya</i> SOWERBY von Jura ab	<i>Mactromya</i> Ag. <i>Machomya</i> LORIOU Jura und Kreide	<i>Panopaea</i> MENARD DE LA GROYE	<i>Ceromya</i> Ag. Jura und Kreide	<i>Homomya</i> Ag. Jura	<i>Arcomya</i> Ag. Jura und Muschelkalk	<i>Homomya</i> Ag. emend. ZITTEL, Trias — Kreide	<i>Anoplophora</i> SANDB.	<i>Anoplophora</i> SANDB. emend. KOENEN Trias (Lettenkohle)	<i>Thracia</i> LEACH Trias — heute	<i>Lyonsia</i> TURTON Tertiär — lebend
Schale	Längl. eiförmig, gleichklappig, vorn ± nach obengeschwungen, Vorn und hinten klaffend, nicht stark, Schale dünn	Vorderseite kurz, gerundet oder steil abfallend. Hinterseite verlängert, etwas klaffend	Gleichklapp, verlängert, gewölbt, wenig klaffend. Vorderseite zuweilen mit Lunula; granulöse Struktur	Eiförmig, stark ungleichseitig. Deutliche Lunula vorn oben. Nur hinten klaffend (sehr wenig); dünn, etwas dick in der Wirbelregion	Aufgebläht, Vorderseite kurzer, gerundet; hinten ± klaffend; dünn	Teils aufgebläht, kugelförmig, teils länglich zusammengedrückt. Schalen klaffend ringsum; dünn	± verlängert; ungleichseitig; hinten und vorn klaffend dünn (die rezenten nicht so sehr)	Meist etwas ungleichschalig, rechte Schale stärker entwickelt; aufgebläht; Schale dünn, kugelig	Schalen dünn, aufgeschwollen, hinten wenig klaffend	Stark verlängerte Formen ± zylindrisch; hinten stärker klaffend als vorn; dünn	Wie vorher, quer verlängert gewölbt	Nicht klaffend	Länglich oval bis oval dreieckig; wie vorher	Ungleichschalig, eine Schale stets gewölbt als die andere, dünn, hinten klaffend	Schale aufgebläht, zusammengedrückt, dünn ungleichschalig, hinten stark klaffend, vorn schwach
Schloß	Keines gefunden	Schloßrand jederseits mit einem dünnen horizontalen Vorsprung, wovon sich jener der rechten Klappe über den der linken legt. Dahinter jederseits ein schwacher Einschnitt	Zahnlos	Keines gefunden (nach TERQUEM: zahllos) auf der rechten Schale der Steinkerne eine Furche zur Anheftung des Ligamentes	Zahnlos	Zahnlos. Vor den Wirbeln eine Leiste nach vorn abgehend vom vorderen Muskeleindruck aus, drückt sich auf Steinkernen als Furche ab — auf beiden Schalen	Ein Schloßzahn jeder Seite entspricht einer Grube der anderen	Zahnlos; rechts unter dem Wirbel ein stumpfer länglicher Vorsprung, dahinter eine innere Schwiele	Zahnlos	Zahnlos	Wie vorher	Zahnlos, einen graden, unter dem Buckel etwas ausgebuchteten Schloßrand; manchmal geht eine Leiste ab	Rechte Schale mit sehr stumpfem dicken Schloßzahn, welcher sich in eine Einsenkung des linken Schloßrandes einfügt. Linke Schale mit langem hinteren Seitenzahn	Zahnlos, jederseits mit schwachem horizontalen Vorsprung, für teils nach innen reichendem Ligament	Zahnlos, mit Kalkknöchelchen
Wirbel	= dem vorderen Rande genähert, ziemlich dick, sich berührend, nach vorn gebogen	?	?	Am vorderen Rande; dick, wenig vorragend, aber stark nach innen und vorn gebogen; rechter über den linken greifend	Gegenüberstehend, wenig eingerollt, ein oder der andere ausgeschweift, um die Spitze des anderen aufzunehmen	Voneinander abstehend gedrückt ± in der Mitte stehend; ohne Lunula	?	Weit vorn, angeschwollen ungleich und nach außen gedreht	Dick, abgerundet, wenig eingerollt, spitz auslaufend und sich berührend	Klein, schmal zugespitzt, wenig eingebogen und wenig überragend	?	?	Vor der Mitte gelegen	?	Hervortretend
Ligament	?	Halb äußerlich, linear	?	?	Äußeres Ligament	Wahrscheinlich äußerlich aber schwach; meistens sind die Schalen verschoben	Äußerlich, von stark vorspringenden Schwielen getragen	?	?	?	Äußerlich, kurz u. dick	Äußerlich	Äußerlich	Äußerlich	Innerlich
Mantellinie	Mit großem und tiefem Sinus, selten gut zu sehen	Wie vorher	?	Mit tiefem Sinus, der bis in die Mitte der Schale reicht	Mit bogenförmigem Sinus, mäßig tief	? Nur bei <i>Mactromya mactroides</i> beobachtet, hier mit Sinus	Mit tiefem Sinus, der vordere Winkel tief unten, die obere Seite schief nach hinten ansteigend	?	? (wie bei <i>Pholadomya</i> , nach TERQUEM)	?	Mantel bucht tief	Ganzrandiger Manteleindruck	Wie vorher	Mit kleinem Sinus	Mit Sinus
Muskel-eindrücke	?	Schwach	?	Vordere direkt unter der Lunula, nahe dem Vorderrand, nach oben zugespitzt, nach unten breit und abgerundet. Hinterer zweimal so groß, länglich bis kreisförmig	Undeutlich	Mittelgroß; hinterer schwächer; viereckig, stumpfwinklig bis sehr abgerundet	Beide länglich; vorderer dehnt sich nach der Breite der Muschel aus; hinterer liegt schief	?	? (wie bei <i>Pholadomya</i>)	± oval, hinterer größer, aber schwächer abgedrückt	?	Vorderer schmal keilförmig, unten herzförmig	?	Vorderer klein rund; hinterer schmal, transversal	Hinterer rundlich, vorderer oval, nach dem Wirbel vorspringend
Skulptur	Ziemlich regelmäßige konzentrische Runzeln	Glatt oder konzentrisch gestreift	?	Feine Anwachsstreifen und dazwischen konz. longitudinale Falten	Radiale Rippen ± zahlreich häufig mit Knoten	Feine Anwachsstreifen; Transversalstreifen fehlen vollkommen	?	Exzentrische Runzeln, von vorn oben ausgehend und auseinanderweichend nach unten hinten ziehend	Glatt oder fein konzentrisch gefurcht	Schwache Anwachsstreifen und Falten	Wie bei <i>Arcomya</i> Ag. auf der Hinterseite zuweilen m. schwacher Kante. Äußere Schalenschicht mit feinen Körnchenreihen	Konzentrisch gestreift	Glatt oder fein konzentrisch gestreift	?	?
Furche auf den Schalenflanken	Auf der vorderen Hälfte der Schalen eine charakteristische Furche, von den Wirbeln ausgehend nach hinten streichend und dabei breiter werdend	?	?	?	?	?	?	?	± ausgebildete Furche läuft von den Wirbeln bis zum unteren Rande	Vertieftes hinteres Schildchen längs dem Schloßrand, stumpfe Kante auf der Hinterseite	?	?	?	?	?



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

3. Heft.

73. Band.

1921.

Juli bis Oktober 1921.

(Hierzu Tafel V—VII)

Berlin 1922.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze:

Seite

3. BERG, GEORG: Über Struktur und Entstehung der Lothringischen Minetteerze. (Hierzu Tafel V und 2 Textfiguren) 113
4. SCHINDEWOLF, O. H.: Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. (Hierzu Tafel VI und 4 stratigraphische Übersichtstabellen) 137
5. REIS, O. M.: Über Bohrröhren in fossilen Schalen und über *Spongiomorpha*. (Hierzu Tafel VII und 2 Textfiguren) 224
6. WEBER, MAXIMILIAN: Zum Problem der Grabenbildung 238
(Fortsetzung im nächsten Heft.)

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1922

Vorsitzender:	Herr POMPECKJ	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	{ RAUFF	„	JANENSCH
Vorsitzende:	{ „ DEECKE-Freiburg i. Br.	„	LEUCHS-München
Schatzmeister:	„ PICARD	„	SOLGER
Archivar:	„ DIENST		

Beirat für das Jahr 1922

Die Herren: BERGEAT-Königsberg, BUXTORF-Basel, KRUSCH-Berlin, MADSEN-Kopenhagen, STILLE-Göttingen, STREMMER-Danzig, Frh. STROMER v. REICHENBACH-München, SUSS-Wien, O. WILCKENS-Bonn.



Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahrenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.



Bei **Zusendungen** an die Gesellschaft wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bergrat Professor Dr. Bärtling**, Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E. V. zu überweisen.

3. Über die Struktur und Entstehung der Lothringischen Minetteerze¹⁾.

Von Herrn GEORG BERG in Berlin.

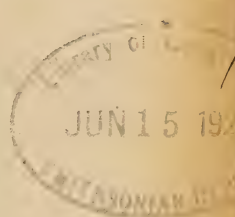
(Hierzu Tafel V und 2 Textfiguren.)

Einleitung.

Ein längerer Aufenthalt während des Krieges im Gebiet der Lothringischen Jura-Eisenerze und die Befahrung der meisten französischen und eines Teils der deutschen Minettegruben, sowie die Untersuchung einer Anzahl von Bohrstellen gab Gelegenheit, ein großes Material von Proben reichen, armen und vertaubenden Minetteerzes zu sammeln und im Laufe des ersten Jahres nach dem Kriege makroskopisch und vor allem mikroskopisch zu untersuchen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen seien im folgenden zusammengestellt und zwar sollen vor allem die beobachteten Tatsachen geschildert, erst am Schluß die daraus sich ergebenden Folgerungen über die Art der Entstehung der Erzlager gegeben werden.

Die Literatur über die Genesis der Minetteerze ist bereits ziemlich umfangreich, die meisten Theorien stützen sich aber nur auf allgemein-geologische und chemische Beobachtungen, die Mikrostruktur, die für die genetische Erklärung von besonderer Wichtigkeit ist, wurde nur ausnahmsweise, am sorgfältigsten von VAN WERVECKE, zu Rate gezogen. Die französischen Forscher haben sich meist mit mikroskopischen Studien vor Aufstellung ihrer Theorien über die Erzentstehung nicht abgegeben, und doch sind gerade die in den westlichen, tieferen Teilen des Beckens liegenden Erze für solche Untersuchungen viel geeigneter als die deutschen, die zum großen Teil im Tagebau und Stollenbau, also über dem Grundwasserspiegel gewonnen werden, und daher wesentliche Umsetzungen zeigen; Umsetzungen, die vor allem durch reichliche Ausscheidung von sekundärem Eisenoxydhydrat das Bild des mikroskopischen Präparats oft bis zur Unkenntlichkeit trüben.

¹⁾ Vortrag gehalten in der Sitzung vom März 1920.



Aus der Literatur seien hier kurz folgende Aufsätze zitiert.

ANSEL: Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 81. — BLUM: Stahl und Eisen 1901, S. 1285. — HOFFMANN: Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 68. — KOHLMANN: ebda. 1898, S. 363 und Stahl und Eisen 1902. — LANG ebda. 1899, S. 714. — SCHRÖDTER: Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 295. — TABARY: Ann. de la soc. geol. de Belgique. — VILLAIN: Compte rendu CXXVIII (1898). — VAN WERVEKE: Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, S. 400, 1895, S. 497, 1901, S. 396, *Mitteil. Niederrhein. Geol. Verein* 34 (1901). Bull. mens. Luxembourg 1902.

Oolithkörner.

Die häufigste und einfachste Erscheinungsform der Minetteerze zeigt uns konzentrisch-schalige Brauneisenerzoolithe in Kalkgrundmasse. Die schalige Struktur ist meist sehr deutlich entwickelt, eine konzentrisch strahlige Anordnung, wie wir sie bei den Brauneisenerz-Glasköpfen neben dem schaligen Bau beobachten ist niemals entwickelt, die einzelnen Schalen erscheinen vielmehr kryptokristallin oder amorph.

Die Form der einzelnen Oolithe (Oolithkörner) ist nur selten kugelförmig, viel häufiger sind sie ellipsoidisch (Fig. 1a) und liegen dann mit ihren flachen Seiten übereinander geschichtet. Bisweilen kommen auch flache im Querschnitt ganz eigentümlich wulstige Formen vor. (Fig. 1 e u. e') Die einzelnen Schalen heben sich durch etwas wechselnde hellere und dunklere Farbe im Dünnschliffbild voneinander ab, doch wirkt die überaus dünne Wechsellagerung insgesamt meist nahezu einfarbig, nur selten sind die Randpartien wesentlich heller oder dunkler als die mittleren Teile eines Ooliths.

Jedes Oolithkorn umschließt einen Kern, um den sich das Erz in konzentrischen Schichten abgesetzt hat. Am häufigsten sind kleine meist recht scharfeckige Quarzkörnchen, Feldspatkörnchen oder Körnchen von kryptokristallinem Quarzit bzw. Hornstein selten. Sehr häufig kommen Kerne von kohlen saurem Kalk vor, die bisweilen aus lichte m Kalkstein, meist aber aus Muschelsplittern oder Trümmern von Echinodermengehäusen bestehen. Flache, größere Muschelsplitter bilden nicht selten die Kerne der oben erwähnten flachen wulstigen Oolithformen. Auch ganze geschlossene embryonale Zweischalergehäuse wurden als Kern in den Oolithen beobachtet.

Für die genetische Erklärung ist es von hoher Bedeutung, daß sehr oft auch Bruchstücke älterer Oolithkörner als Kerne einer späteren Oolithbildung zu beobachten sind. (Fig. 1 b). Diese Erscheinung nimmt bezeichnenderweise besonders in den oberen Stufen der Erzformation über-

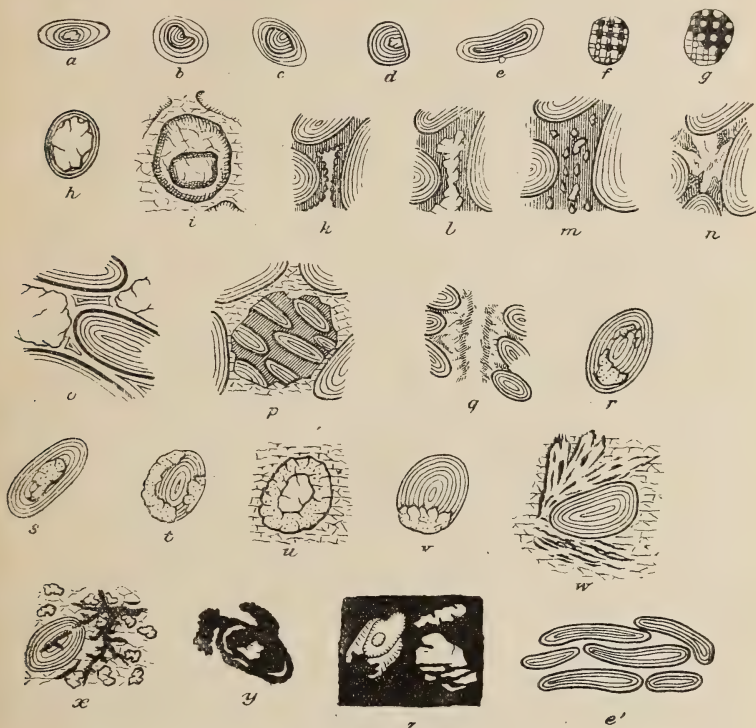


Fig. 1.

a—e Oolithkörner, f—g Echinodermenreste, h, i, p Geröllchen, k—o, q Erscheinungsformen des Eisenoxydulsilikats, r—v Erscheinungsformen des Siderits, w Pinolithstrukturin der Grundmasse, x—z Erscheinungsformen des Pyrits.

(Vergrößerung sämtlicher Abbildungen etwa 10—20 fach.)

hand. Nicht selten bilden die Schalen der zweiten Oolithbildung nur eine dünne Kruste um den Halboolithen der ersten Bildung und wenn der nicht aus Erz bestehende Kern erster Ordnung im Halboolithen noch erhalten ist, so kann er dann im Gesamtgebilde eine ganz exzentrische Lage einnehmen. (Fig. 1 c und 1 d.) Auch Bruchstücke der später

zu besprechenden Schalen vom amorphen Eisenoxydulsilikat, können bisweilen als Kerne in den Oolithen auftreten.

Eine sehr auffallende Erscheinung ist die gleiche Größe aller Oolithe einer Erzprobe. Die Größe der Oolithkörner ist in den verschiedenen Lagern recht verschieden, sie kann auch innerhalb ein und desselben Lagers auf größere Entfernungen hin beträchtlich wechseln, im einzelnen Handstück aber und mehr noch im einzelnen Dünnschliff ist sie meist außerordentlich gleichbleibend. Das ist um so wunderlicher als die Kerne der Oolithen meist sehr verschieden groß sind, aber die großen Kerne sind nur von geringmächtigen Erzkrusten umzogen, oft nur so, daß ihre eckigen Formen eben zur Rundung ergänzt werden. (Fig. 1 h.) Die kleinen Kerne sind von außerordentlich dicken Erzrinden umgeben. Man gewinnt den Eindruck, daß sich die Oolithbildung nicht solange fortsetzte bis eine bestimmte Dicke der Umkrustung erreicht war, sondern solange bis das Gesamtkorn, ganz unabhängig von der Größe des Kerns, einen bestimmten Rauminhalt oder ein bestimmtes Gewicht erreicht hatte. Bisweilen beobachtet man allerdings Oolithkörner zwei verschiedener Größen in einem Dünnschliff, aber die größeren Oolithe erwiesen sich dann durch randliche Beschädigungen als Körner auf sekundärer Lagerstätte.

Die Anhäufung der Oolithkörner in der Kalkgrundmasse ist meist sehr dicht, oft liegen sie aber auch locker gestreut oder sind in den kalkigen Bänklungen und „Rognons“ (siehe später) nur ganz einzeln verteilt.

Geröllchen.

Außer den Oolithkörnern sind in die Kalkgrundmasse vielfach fremde sedimentäre Gerölle eingebettet. Diese bestehen zum größten Teil selbst aus Kalk. Hoher Kalkgehalt einer Erzprobe kann also sowohl durch reichliche Beteiligung der Grundmasse, als auch durch Auftreten vieler Kalkgeröllchen verursacht werden. Mit bloßem Auge sind die Kalkgeröllchen von der Kalkgrundmasse oft nicht deutlich zu unterscheiden, erst u. d. M. nicht selten sogar erst zwischen gekreuzten Nicols werden die Grenzen zwischen Kalkgeröllen und Kalkgrundmasse sichtbar. Alle Gerölle sind größer als die umgebenden Oolithkörner, denn diejenigen fremden Partikel die kleiner sind, werden als „Kerne“ von Eisenerzkrusten umgeben und somit zu Oolithen verwandelt.

Weitaus am häufigsten sind organogene Kalkgerölle, vor allem Muschelsplitter und Bruchstücke von Echinodermengehäusen. Die letzteren sind meist nicht wesentlich größer als die Oolithe, die Muschelsplitter sind hingegen oft sehr groß, das hat wohl seine Ursache darin, daß sie infolge ihrer flachen Schalenform auf dem Wasser flottierten, wie man ja überall am Strande des Meeres große Muschelsplitter auch im feinkörnigen Ufersand findet.

Die meisten Gerölle zeigen, obwohl sie nicht von Eisenerzkrusten umgeben sind, deutliche Einwirkungen eines längeren Aufenthaltes in stark eisenhaltigem Wasser, sie sind von außen herein vereisent (ferretisiert). Die Muschelsplitter sind in ihren äußeren Teilen durch Aufnahme von Limonit zwischen ihren Lamellen gelblich gefärbt, besonders prächtig sind aber die Echinodermengerölle sozusagen präpariert. (!). Ihre inneren Strukturen, die feinen Gitterkanäle, sind von Eisenerz ganz oder teilweise erfüllt. Bei schwacher Vereisenung hat sich der Limonit meist nur in den etwas erweiterten Kreuzungspunkten der Gitterkanäle angesetzt. Das Geröll ist dann von dunklen Punkten in regelmäßiger Anordnung durchsetzt. (Fig. 1 f.) Gerölle die stärker vereisent sind, haben das Erz auch in den feinen Verbindungskanälen zwischen den Kreuzungspunkten aufgenommen. Nur die Kalkmasse zwischen den Kanälen ist erzfrei und damit im Dünnschliff durchsichtig geblieben, so daß solche Gerölle dunkelbraun mit hellen Punkten erscheinen. (Fig. 1 g.)

Von anderen Gerölln organogenen Ursprungs wurden zwischen den Oolithkörnern häufig Foraminiferengehäuse (meist Globigerina, einmal auch Cristellaria) und öfters Embryonen von Zweischalern gefunden. Meist sind diese kleinen Gehäuse von Glaukonit erfüllt, der jedoch oft nicht den ganzen Hohlraum einnimmt, sondern ein kleines schwarzgrünes Klümpchen bildet, das an einer Seite der Gehäusekammer angeheftet ist. Gelegentlich wurde auch ein Kalkgeröll gefunden, das schon früher einmal in einer Sedimentbildung eingebettet war, dann aber wieder herausgespült wurde. Das Geröll zeigt an einer Seite noch anhaftende ältere Grundmassen, die sich scharf von der umgebenden Grundmasse seines jetzigen Lagergesteins abhebt, da eine dünne Eisenerzkruste das alte Geröll und die alte Grundmasse gegen die neue Grundmasse abgrenzt. (Fig. 1 i.)

Die anorganischen Geröllchen bestehen zumeist aus Quarz. Die Quarzkörner sind fast stets scharfeckig. Dies

dürfte seinen Grund weniger darin haben, daß sie nur einen sehr kurzen Transport erlitten, als vielmehr darin, daß sie vereinzelt zwischen weiche Kalkgeröllchen und Oolithkörner eingestreut sich nicht gegenseitig abreiben konnten. Als Seltenheit findet man leidlich erhaltene Bruchstücke von Quarzkristallen, mehrfach auch Geröllchen von feinkörnigem Quarzit. Meist sind die Quarzgerölle gleich groß oder etwas kleiner als die Oolithe. Sind sie wesentlich kleiner, so entdeckt man an ihnen kleine Erzkrusten, die sie zur Rundung zu ergänzen streben. (s. o. Fig. 1 h.)

Hier und da findet man auch wohl gerundete Quarze, aber diese Erscheinung ist wohl so aufzufassen, daß die Quarzkörnchen schon gerundet waren, als sie in den Sedimentationsdetritus der Erzlager gerieten. Daß dies der Fall ist, wird bewiesen durch das Vorkommen zerbrochener Quarzgerölle, deren alte Außenfläche wohlgerundet, deren Bruchfläche noch vollständig scharfkantig ist.

Neben Quarz wurde nur einmal Titanit und einigemal Feldspat als Geröll entdeckt. Häufig sind aber feine Glimmerflitterchen (Muskowit) und gröbere schmutzig grüne Chloritfetzen. Erstere schmiegen sich oft infolge ehemaliger Adhäsion an die Oolithkörner an.

Sehr gewöhnlich sind Eisensteingeröllchen; Bruchstücke älterer Oolithbildungen, die rein mechanisch in das Gebiet eines jüngeren Oolithabsatzes hineingebracht wurden. Halbe Oolithe und Bruchstücke, die sich nur als $\frac{1}{4}$ eines Oolithes darstellen sind mehrfach zu beobachten. Diese Erzgeröllchen sind meist merklich abgerollt. Auch die vereinzelt vorkommenden großen Oolithe zwischen kleineren, sind, wie schon gesagt wurde, als Geröllbildung aufzufassen; in einer Probe aus dem grauen Lager von Tucquegnieux 619 waren diese Großoolithen von wesentlich hellerer Farbe und größerem Schalenbau als die umgebenden Kleinoolithen, also offensichtlich unter anderen Bedingungen gebildet als jene. Als Seltenheit wurde auch ein Stück eines feinkörnigen Oolithgesteins also ein Agglomerat von vielen sehr kleinen Oolithkörnern als Geröll in einem grobkörnigen Oolithgestein gefunden. (Fig. 1 p.) Übergänge von Oolithenbruchstücken ohne neue Erzumkrustung zu solchen mit feinen sekundären Erzrinden und weiter zu Oolithen mit großem Kern sind auf Schritt und Tritt zu beobachten.

Vielfach sind die Erzlager, namentlich die kleinen Bänke, die die Hauptlager begleiten, von Tonflasern durchzogen, die

bis zu mikroskopischen Dimensionen herabgehen können. U. d. M. ist die Grenze dieser Tonestreifen, die auf eine sehr unruhige, vielfach wechselnde Wasserbewegung während der Sedimentation hinweisen, meist unscharf, unreine mergelige Kalkstreifen leiten vom Oolithgestein mit unreiner Kalkgrundmasse zu den reinen Tonflasern, die stets nur ganz vereinzelte Erzkörner enthalten, hinüber. (Sog. meliertes Erz, z. B. vom Jarny.)

Die Tongallen sind im Gegensatz zu den Tonflasern auch u. d. M. scharf begrenzt. Es sind runde, mitten im reichsten Erz liegende kleine Tonklumpen von mikroskopischen Dimensionen. Diese Tongerölle oder Tongallen sind stets erzfrei. Man kann beobachten, daß die einst noch lose auf dem Grunde des Gewässers liegenden Oolithkörner an ihrer zähen Masse anklebten. Ellipsoidische Oolithe, die sonst stets mit ihrer größten Fläche horizontal liegen, sind in schiefer und vertikaler Stellung an die Tongallen angeklebt, wo deren Grenzflächen schräg oder quer zur Schichtung des Gesteins verlaufen. (Fig. 2.)

Eisensilikat.

Außer dem braunen limonitischen Eisenerz beteiligt sich am Aufbau der Minette auch noch ein dunkelgrünes amorphes oder kryptokristallines Eisensilikat. Sein Auf-

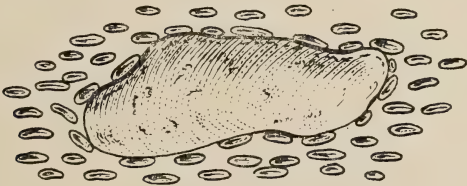


Fig. 2.

Tongalle mit agglutinierenden Oolithen. (Vergr. 15mal.)

treten in den mikroskopischen Präparaten ist aber wesentlich von jenem verschieden. Es umkrustet die Oolithkörner, aber nicht allseitig, sondern so, daß es nur die zwickelförmigen Hohlräume zwischen den lose gestreuten Kügelchen oder Ellipsoiden auskleidet, an den Auflagerungsstellen der Oolithkörner gegeneinander fehlt und sich girlandenartig von Korn zu Korn schwingt. (Fig. 1 k und l, deutlicher Tafel V Fig. 3.) Oft verbindet es bloß einige Körner miteinander, so daß die Wandungen der Zwickel nur teilweise mit Silikat

bedeckt sind. Die Struktur dieses Eisensilikates ist vollkommen typisch für Kolloide. Die Oberfläche gegen den von ihm ausgekleideten Hohlraum ist nierenförmig. (Fig. 1k.) Zwischen gekreuzten Nicols erscheint es entweder vollkommen isotrop oder infolge sekundärer Auskristallisation von äußerst feinem kryptokristallinem Bau. Besonders die unmittelbar am Oolithkorn anliegenden Teile sind oft deutlich doppelbrechend und verraten einen radialfasrigen Bau. Durch wechselnde Intensität der Doppelbrechung, bisweilen auch durch wechselnde hellere und dunklere grüne Farbe des Minerals, ist wohl auch ein feinschaliger Bau der Silikatkrusten entwickelt. (Fig. 1o.) Keineswegs setzt sich das Eisensilikat nur an die Oolithkörner an, sondern es überkrustet auch die Außenfläche von Quarz und Kalkgeröllchen, die zwischen den Oolithen liegen. Besonders interessant ist der mehrfach beobachtete Fall, daß die feinen Limonitkrusten der Oolithkörner durch mechanischen Stoß etwas abgesplittert und aufgeblättert sind und daß sich dann das dunkelgrüne Silikatgel zwischen diesen abgeblätterten Krustenteilen abgesetzt hat. (Tafel V Fig. 3 und 4.)

Man kann also ganz deutlich beobachten, daß sich die Silikatrinden erst an die Oolithkörner ansetzten, als diese schon fertig gebildet waren und sich in ihrer jetzigen Lagerung übereinandergelegt hatten.

Ebenso wie das Silikatgel in die feinen Spalten zwischen den etwas aufgeblätterten Oolithschalen eindrang, drang es auch in die mikroskopischen Strukturräume der Echinodermenschalen ein. Die Eisenerzfüllung der Netzkanäle ist vielfach isotrop und deutlich grün und es scheint fast, als ob sie dort, wo sie dunkelbraune Farbe hat, nur durch Oxydation des ursprünglichen leicht zersetzbaren Oxydulsalzes entstanden sei.

Die chemische Natur des Eisensilikates ist natürlich nicht sicher bestimmbar. Sicherlich ist es in seiner ursprünglichen Ausbildungsform ein stark wasserhaltiges, amorphes, mit Salzsäure gelatinierendes Silikat, wahrscheinlich identisch oder doch nahe verwandt mit Glaukonit²⁾. Bei der Auskristallisation zu kryptokristallinen Massen geht es in

²⁾ F. GAUL hat in seiner Arbeit über die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb (Geol. u. paläont. Abhandl., Band IX, Heft 3) durch Analysen gezeigt, daß das Eisensilikat der von ihm untersuchten Oolithe wasserhaltiger als Chamosit ist, aber ein chemisch sehr labiles in Chamosit leicht übergehendes Mineral darstellt.

ein blättriges Silikat der Chloritgruppe über, hierfür spricht, daß es in den haarfeinen Kanälen, die die Lamellen der Muschelschalen durchsetzen, zuweilen in helminthartigen quergegliederten Gebilden auskristallisiert ist. (Tafel V, Fig. 5.) Auch in den nicht oolithischen Lagerteilen wird das Eisensilikatgel angetroffen: In feinsandigen Massen bildet es bisweilen das Bindemittel scharfeckiger Quarzkörnchen (Struktur einer Erzknolle im Liegenden des gelben Lagers), zwischen die Blättchen der groben, als Geröll auftretenden Chloritfetzen ist es eingedrungen und bisweilen verleimt es Gruppen aneinander gehäufte kleiner Muschelsplitterchen oder durchtränkt die lockeren Tonfasern des melierten Erzes.

An denjenigen Oolithkörnern, die auf sekundären Lagerstätten im Minetteerz liegen, ist die Silikatrinde begreiflicherweise meist nicht mehr erhalten, da sie beim Transport leicht absplittert. Immerhin kommen sekundär umgelagerte Oolithkörner vor, an deren Oberfläche noch Reste der Silikatrinden ihrer primären Lagerbildung anhaften. Häufig sind eckige Bruchstücke von Silikatgel als Kerne neuer Oolithbildungen zu beobachten, mehrfach kann man sie auch ohne Überkrustung, also als Geröllchen in der Kalkgrundmasse der Minettegesteine liegen sehen. In letzterem Falle sind die Silikatsplitter meist durch Oxydation vollkommen oder doch wenigstens in ihren peripheren Teilen in schmutzig gelbbraune Massen übergegangen. Die Form der Splitterchen des amorphen Silikates ist stets „knochenförmig“ mit konkaven Flächen wie diejenige der Glaspartikelchen in Tuffgesteinen.

Während man bei der mikroskopischen Untersuchung von Minetteerzen zunächst geneigt ist, die braunen Krusten der Oolithkörner, die strukturell in so scharfem Gegensatz zu den dunkelgrünen Silikatrinden stehen, ausnahmslos für Limonit zu halten, überzeugt man sich bei näherer Untersuchung, daß auch am Aufbau der eigentlichen feinschaligen Oolithkörner Eisensilikat neben Eisenoxyd in beträchtlichem Maß beteiligt ist. Vielfach sind konzentrische Zonen der sonst braunen Oolithe merklich grün gefärbt, und vom grauen Lager in Joudreville und im Erz der Bohrung Lubey wurden sogar rein gelbgrüne Oolithe gefunden, deren Körner ausschließlich aus Silikatschalen zu bestehen scheinen. Die Struktur dieser in den Oolithen angesammelten Silikate ist aber, soweit sie nicht ebenfalls amorph ist, stets noch viel feinkristalliner als die der dunkelgrünen Silikatrinde in

den Zwickeln. Auch bei stärkster Vergrößerung lösen sich die Schalen nicht in konzentrisch-strahlige Fasern auf, nur die Erscheinung des festen Kreuzes, die diese hellgrünen Oolithe zwischen gekreuzten Nicols erkennen lassen, deutet auf eine ultramikroskopische, feinstrahlige Anordnung der Teilchen in dem deutlich sichtbaren Schalenbau hin.

Schon VAN WERVEKE hatte die Beteiligung von Silikat am Aufbau vieler Oolithkörner gezeigt und hatte darauf hingewiesen, daß es mit Salzsäure gelatinierende Eisensilikate seien, die dabei in Frage kommen. Wenn man den Querschliff durch ein silikatreiches Oolithkorn mit Salzsäure ätzt, so erhält man einen Rest von schleimiger Kieselsäure, und wenn man diesen Rest mit einem der üblichen Farbstoffe anfärbt, so gewahrt man, daß die Kieselsäure noch den einschaligen Bau des ursprünglichen Oolithkornes bewahrt hat. Der Kieselsäurerest oder, wie man auch sagt, das Kieselsäureskelett, besteht also ebenfalls aus konzentrisch-schaligen Massen, deren Struktur durch die Anfärbung deutlich hervortritt. Diese von VAN WERVEKE beschriebene Erscheinung hat in der Literatur zum Teil durch Mißverständnis große Verwirrung angerichtet. Man liest, die Oolithkörner der Minetten „umschlossen“ ein feines Kieselsäureskelett, das bei der Behandlung mit Salzsäure sichtbar würde, ja, man hat sogar auf organische Entstehung der Oolithkörner auf Grund dieser Erscheinung schließen wollen.

Kalkgrundmasse.

Die Kalkgrundmasse, die die Oolithkörner, die Gerölle von Quarz und organogenem Kalk und die Rinden von Eisensilikatgel, die sich besonders an die ersteren anschmiegen, umschließt, bietet ebenfalls eine Reihe interessanter Beobachtungen.

Meist ist sie, wie dies bei derartigen Grundmassen häufig vorkommt, auf weite Gebiete, in mehreren Dutzend benachbarter Zwickel, einheitlich kristallisiert, so daß beim Drehen des Präparats unter gekreuzten Nicols im ganzen Gesichtsfeld die Grundmasse gleichzeitig auslöscht. Bisweilen ist die einheitliche Kristallisation auch konzentrisch von einem Punkt aus ausgegangen, so daß man die Erscheinung eines festen Kreuzes gewahrt, dessen vier Arme unbehelligt von den dazwischen liegenden Oolithen durch alle Zwickel hindurchgehen. Als Keime für solche Sammelkristallisation dienen nicht selten primär-kristalline Kalkgerölle. So wurde eine kleine, kugelige Foraminiferenschale ge-

funden, um die herum die Kalkgrundmasse, wie das „feste Kreuz“ beweist, strahlenförmig auskristallisiert ist. In anderen Fällen hat die Grundmasse dieselbe kristallographische Orientierung angenommen wie ein in ihr liegendes kristallines Kalkgeröll. Geröll und umgebende Grundmasse löschen beim Drehen zwischen gekreuzten Nicols gleichzeitig aus, und die Grenze zwischen beiden wird nur noch durch die schmutzige, eisenschüssige Farbe angedeutet, die die äußeren Teile des Kalkgerölls im eisenhaltigen Wasser vor der Einbettung in die Grundmasse angenommen hatten.

Durch reichliche Toneinmischung geht die Kalkgrundmasse in schmutzige Mergel und mergelige Tonflasern über. Meist jedoch findet bei der Festwerdung mergeliger Tone eine mikroskopische Entmischung statt, indem sich der Kalk zu kleinen, rhomboedriscen Einzelkriställchen zusammenzieht, die bei ihrem Wachstum den Ton pinolithisch zurückdrängen und nun als helle, weiße „Porphyroblasten“ in der trüben Tonmasse eingebettet liegen. Auch in größeren Eisensilikatmassen sind nicht selten kleine, porphyroblastische Kalzit-rhomboeder ausgeschieden (Fig. 1 m). In vielen Fällen hat die Kristallisationskraft des Kalkes die niedrigen Oberflächenformen des eben ausgeschiedenen, vielleicht noch weichen Silikatgels umzuformen vermocht. Die Grenzen zwischen Kalk und Silikat folgen den rhomboedriscen Strukturformen des Kalzits, sind also im Querschnitt nicht buchtig mit gegen den Kalk konvexen Linien, sondern zackig mit in das Silikat eingreifenden Vorsprüngen (Fig. 1 l). Es ist dies die Folge eines „mikrometasomatischen Kampfes um den Raum“ zwischen Kalzit und Silikatgel. Meist findet man beide Formen der Umgrenzung in verschiedenen Teilen derselben Probe, oft sogar desselben Schliffes.

Wanderung des Eisensilikats.

Fast keines der Minettelager besteht durch seine ganze Mächtigkeit aus gleich gutem kompakten Erz. In allen macht sich eine Schichtung von reicheren und ärmeren Bänken mehr oder weniger geltend. Mehrfach sind die Lager durch „Bänklinge“ unterbrochen, deren Eisengehalt nicht hoch genug ist um eine Verhüttung zu lohnen. Eine besondere Erscheinung, die vor allem im hauptsächlichsten Erzhorizont des ganzen Revieres, im Grauen Lager auftritt, sind rundliche, kopf- bis rumpfgroße, meist brotlaibförmig gestreckte erzärmere Partien, die der deutsche Bergmann als Wacken, der französische als Rognons bezeichnet. Sie

sind besonders an alten Abbaustößen, die seit einigen Monaten dem oxydierenden Einfluß der Grubenluft ausgesetzt sind, gut sichtbar. Die im frischen Bruch olivbraun bis grau erscheinenden Wände der Grubenbaue laufen bald rostbraun an, und die Wacken treten dann als weißliche Flecke recht deutlich hervor. An frischen Bruchwänden kann man sich aber überzeugen, daß diese hellen Flecke nicht etwa erst bei der Verwitterung entstehen, sondern, daß sie im festen Gestein als rundliche Einlagerungen mit höherem Gehalt von Kalkgrundmasse und geringerem Gehalt an Oolithkörnern schon vorgebildet sind.

Die rundliche Form dieser Gebilde läßt sich durch einfache mechanische Sedimentation nicht erklären und man könnte zunächst an konkretionäre Bildungen nach Art der ihnen an Gestalt und Größe recht ähnlichen Sphärosideritknollen denken. Sie zeigen indessen keinerlei Septarienstruktur. Auch sind sie öfters nicht rundlich, sondern buchtig begrenzt, so daß reicheres bei der Verwitterung dunkler werdendes Erz sich mit konvexen Formen in sie hineinwölbt. Ferner beobachtet man auch, daß Tonflasern, die doch sicher echt sedimentäre Schichtflächen darstellen, ungehindert am stumpfen Ende einer solchen rundlichen Masse aus dem erzarmen in das erzreiche Gebiet hinüberstreichen. Es kann kein Zweifel bestehen, daß diese Wacken oder Rognons ehemals linsenförmige Einlagerungen waren, deren jetzige Grenzen durch sekundäre Umsetzungen des Erzgehaltes bedingt wurden. Das Erz wanderte, zumal an den schmalen Ausspitzungen der ehemaligen Linsen, wo die erzärmeren Teile nur noch schmale Streifen zwischen den erzreicheren bildeten, in die Linse ein und bewirkte dadurch eine Angleichung zwischen Linsenmasse und Erzmasse, so daß jetzt die Spitzen der armen Linsen vom reichen Erz nicht mehr zu unterscheiden sind und aus der Linsenform eine Brotlaibform entstand. Das Vorkommen von Einbuchtungen des Erzes in die Rognons beweist die Richtigkeit dieser genetischen Erklärung.

Die mikroskopischen Untersuchungen stützen diese Erklärungsweise durchaus. Die Rognons sind vom Erz nicht sowohl durch das Zurücktreten der Oolithkörner gegen die Kalkgrundmasse charakterisiert, als vor allem durch ein fast völliges Fehlen der Silikatrinde zwischen diesen Körnern. Jenseits der stumpfen Enden der Knollen, wo also nach unserer Annahme eine sekundäre Zuwanderung von Eisenerz stattgefunden haben muß, tritt aber das Eisen-

silikat wieder auf. Es bildet indessen hier nicht Rinden an den Oolithkörnern, sondern durchzieht unregelmäßig die ganze Kalkgrundmasse, in der es vor allem in dünnen Häutchen auf den Spaltflächen der Kalzitindividuen ausgeschieden ist. (Fig. 1 n.) Da nun die Braunfärbung des Lagers an älteren Abbaustößen, vor allem durch Oxydation des fein verteilten Eisenoxydulsilikates bedingt wird, kann es uns nicht wundernehmen, wenn die Gebiete, in denen etwas Silikat eingewandert war, die Farbe des Erzes annehmen, und nur die rundlichen Reste der erzarmen Linsen als hellere Flecke an den Wänden des Grubenbaus zurückbleiben.

Auch sonst findet man in den Dünnschliffen vielfach Beweise dafür, daß das Eisensilikat einer sekundären Wanderung fähig ist. In einer Wacke des Grauen Lagers fand sich ein mikroskopisch feines Spältchen nach Art der Erzgänge in bilateraler Anordnung von grünem Silikat mit strahliger Struktur und in der Mitte von Kalzit erfüllt. (Fig. 1 g.) Bisweilen sind feine Risse und Spalten in größeren Oolithkörnern mit Silikat erfüllt und einmal wurde auch eine helminthartige „Geldrolle“ von grünen Silikatblättchen mitten in der Kalkgrundmasse u. d. M. entdeckt. Auch in den feinen Kanälen, die die Muschelsplitter durchziehen, kommt das Silikat in dieser Helminthform vor. (Tafel V, Fig. 5). Jedenfalls aber sind diese sekundären Umsetzungen schon in sehr früher Zeit, wahrscheinlich vor der Verfestigung, in noch feuchtem Zustand der Ablagerung entstanden. Dafür, daß größere sekundäre Verschiebungen des Metallgehaltes der Lager eingetreten sind, wurde weder makroskopisch noch mikroskopisch ein sicheres Anzeichen gefunden. Insbesondere ist eine Anreicherung des Erzes in den Mulden des Untergrundes der Lager, wie wir sie aus dem amerikanischen Marquette-Distrikt kennen, weder der Mächtigkeit noch dem Eisengehalt nach zu beobachten. Der Umstand, daß die durchschnittlichen Prozentgehalte des geförderten Erzes auf der französischen Seite, also im Beckentiefsten, etwas größer sind als auf der lothringischen Seite, kann durch primäre Ursachen und wohl kaum durch eine kilometerweite sekundäre Wanderung des Metallgehaltes erklärt werden. Vielleicht ist es nur dadurch bedingt, daß die französischen Gesellschaften etwas wäherlicher im Abbau waren als die deutschen, so daß sie mehr ärmere Mittel stehen ließen, und daß sich dadurch der durchschnittliche Prozentgehalt der französischen Erze etwas höher stellt, als der der deutschen.

Magnetit.

Bekanntlich, und wie in der Literatur schon mehrfach erwähnt worden ist, kommt im Minetteerz auch Magnetit vor. Makroskopisch ist es nur im Grauen Lager und auch dort nur als Seltenheit beobachtet und durch VAN WERVEKE beschrieben worden. Mikroskopisch wurde es in mehreren Dünnschliffen auch aus dem braunen und schwarzen Lager gefunden und bezeichnenderweise kommt es in Jarny ebenso im eigentlichen Grauen Lager vor wie in dessen oberstem auffallend rotgefärbtem Teil. Die Annahme, daß dieser obere Teil dem Roten Lager Deutsch-Lothringens entspreche, das sich hier nur unmittelbar auf das Graue auflagere, wird hierdurch wohl am sichersten widerlegt. Denn in den obersten Minettehorizonten ist das Vorkommen von Magnet-eisenerz bisher unbekannt.

Der Magnetit bildet in allen Schliffen scharfe ringsum ausgebildete Oktaeder, die höchstens an ihren Ecken zu kurzen dendritähnlichen Kristallreihen aneinandergewachsen sind. Er findet sich nur in den Silikatrinden, die die Zwickel zwischen den Oolithkörnern auskleiden, und scheint sich auf Kosten dieses Silikates zu bilden, denn mit der Zunahme des Magnetites ist stets eine Abnahme des Silikates verbunden. Wenn alles Silikat in Magnetit übergegangen ist, so bilden die Magnetitoktaederchen einen feinen perlschnurartigen Kranz um die Oolithe, (Tafel V Fig. 6.), wobei sie oft zwischen sich und dem Oolithkorn eine kleine erzfreie Zone zurücklassen. Auch im sekundär eingewanderten Silikat wurden Magnetitkristalle beobachtet und bisweilen liegen sie auch rings um kleine Kalkgerölle angehäuft, wenn sie aus Silikatrinden entstanden sind, die nicht Oolithkörner, sondern Kalkgerölle umgeben. In diesem Falle ragen dann die Ecken der Magnetitoktaeder zuweilen bis in den Kalk des Geröllchens vor, da der Kalk der Kristallisationskraft des Erzes nicht zu widerstehen vermochte.

Auch feine schwarze Staubpartikelchen, die in manchen Schliffen zwischen den Prismen des strahlig entwickelten Grundmassekalkes eingestreut liegen und von ihm pino-lithisch zusammengedrängt wurden, sind wohl als Magnetitstaub aufzufassen. (Fig. 1w.).

Schwefelkies.

In den unteren Minettelagern findet sich vielfach Schwefelkies und Magnetkies in Einzelkristallen oder kleinen zak-kigen Nestern eingeschaltet. Die Entstehung dieser Sul-

fide ist leicht erklärlich, wenn wir das reiche Tierleben bedenken, das uns in den zwischen die Lager eingeschalteten Muschelbänken, in zahlreichen Foraminiferen und Echinodermenresten entgegentritt. Die Verwesung der vielen organischen Massen erzeugte beträchtliche Mengen von Schwefelwasserstoff, der auf die umgebenden Eisenerze sulfidbildend einwirkte. Die Kiese sind meist in makroskopisch sichtbaren Dimensionen den Erzen eingelagert und zwar stets in einer erst durch spätere Umsetzung bedingten Form. Größere Kiesreste haben meist rundliche kompakte Gestalt, kleinere sind zackig, wie das Wurzelwerk eines Baumes. Die kleinsten Schwefelkiespartikel bilden einzelne dem Erz eingestreute stecknadelkopfgroße Kristalle.

Die größeren Kiesnester zeigen an ihrer Oberfläche gern Kristallformen, namentlich dort, wo der Kies gegen den Kalk grenzt. Im Innern zeigen sie einen striemigen Aufbau. Die zarten ästigen Verzweigungen der kleinen Nestchen nehmen bisweilen fast dendritische Formen an. (Fig. 1x.)

Wo der Schwefelkies sich zu größeren Massen zusammengezogen hat, hat er sich seinen Raum, wie die meisten Konkretionen, durch metasomatische Verdrängung des umgebenden Gesteins verschafft. Es ist von besonderem Interesse, den Grad der Verdrängungskraft festzustellen, den er den verschiedenen Mineralien gegenüber ausgeübt hat. Völlig verdrängt sind Kalkgrundmasse und Kalkgerölle. Muschelsplitterchen und Foraminiferen sind bisweilen noch mit stark angefressenen Rändern mitten in den Kiesnestern erhalten. (Fig. 1z.) Die Oolithe widerstehen ziemlich lange der Einwirkung der sulfidischen Lösungen. Wenn sie einen Kalksplitter als Kern führen, wird dieser meist zuerst in Schwefelkies umgesetzt, so daß man noch fast unverletzte Oolithkörner mit Schwefelkieskern in solchen Fällen als Seltenheit beobachten kann. Später wird auch die schalige Eisenerzmasse des Oolithkorns durch Sulfid verdrängt (bzw. durch schwefelwasserstoffhaltige Lösungen in Eisensulfid übergeführt). Da aber die einzelnen, bald mehr silikatischen bald mehr oxydischen Zonen in sehr verschiedenem Maße Widerstand leisten, so nimmt während des Verdrängungsprozesses das Sulfid vorübergehend die Schalenstruktur seines Vorgängers auf und es entstehen unvollkommene Pseudomorphosen von Schwefelkies nach Oolithkörnern (Fig. 1y), die aber meist schon an einer Seite in kompakten Pyrit übergegangen sind. Zuletzt bleiben nur

noch die Quarzsplitter als unversehrte oder auch randlich leicht angefressene oder von Kiesadern durchzogene Reste in der Schwefelkiesmasse liegen. (Fig. 1 z.)

Sehr häufig ist der Schwefelkies nicht in Nestern dem Minetteerz eingestreut, sondern durchzieht es in schmalen, bald makroskopisch sichtbaren, bald aber auch nur mikroskopische Dimensionen erreichenden zarten Spaltenfüllungen.

Siderit.

In vielen Dünnschliffen findet sich auch Siderit. Ob dieses Mineral vielleicht gelegentlich in einzelnen dünnen Lagen auch am Aufbau der Oolithkörner primär Anteil nimmt, läßt sich nicht sicher erweisen. Jedenfalls können primäre Eisenkarbonate nur ganz feine auch mit starker Vergrößerung nicht deutlich sichtbare Lagen in den Oolithen bilden. Was man an Siderit in den Schliffen deutlich sieht, ist alles sekundär, offenbar durch eine Umsetzung zwischen Kalk bzw. doppelkohlensaurem Kalk in Lösung und Eisenoxyd entstanden. Vielleicht haben auch Alkalikarbonate gelegentlich das Eisensilikat umgewandelt. Von Eisenspat erfüllte mikroskopisch feine Spältchen sind vielfach in den Erzproben, in denen das Eisenkarbonat überhaupt vorkommt, zu beobachten. Der Siderit durchsetzt die Oolithkörner oft wie eine krankhafte Wucherung, die von einer Stelle her in die Oolithschalen eindringt. (Fig. 1 v.) Meist allerdings tritt er ringförmig, aber mit zackigen Rändern, nicht als fein lagenförmige Erzschaale in den Oolithen auf. Er dringt von außen her von allen Seiten konzentrisch gegen die Mitte vor (Fig. 1 t), oder die Sideritisierung beginnt im Innern an der Grenze von Kern und Schalen. (Fig. 1 r und 1 s). Oft wuchert er über die Grenzen des Oolithkornes, das er befallen hat, hinaus und umgibt es mit einer Aureole von Eisenkarbonat, die sich auch in die umgebende Grundmasse ausbreitet, während der ehemalige Kern unversehrt erhalten bleibt (Fig. 1 u). Seltener werden nur einzelne Zonen der tausendfach den Kern umgebenden Schalen sideritisiert, ein Beweis dafür, daß die einzelnen Schalen sich chemisch verschieden verhalten, weil die Zusammensetzung des Wassers und seiner gelösten Stoffe sich während der Bildung des Ooliths mehrfach änderte. Durch zonenweise Verdrängung kann dann im stark sideritisierten Oolith der Eindruck eines unvollkommen konzentrisch-schaligen Sideritooliths entstehen. In denjenigen Oolithen, deren Kern aus Bruchstücken von Eisensilikatgel besteht,

werden die Kerne besonders gern umgewandelt, da das kolloidale Silikat, wie wir schon bei der Magnetitbildung sahen, ein chemisch sehr wenig standhafter Körper ist.

Bekanntlich wirken Karbonate, und ganz besonders solche des Eisens und der Alkalien, stark korrodierend auf Quarz ein (vgl. die von BUTTMANN beschriebenen metasomatischen Prozesse an den Mitterberger kupferführenden Spateisensteingängen). So finden wir in den Schliffen von sideritisiertem Minetteerz, die uns aus den Bohrungen von Xivry-Circourt und Lubey vorliegen, oft beträchtliche Korrosionen sowohl an den aus Quarz bestehenden Kernen der Oolithe als auch an den Quarzgeröllen, wenn sie sich mit ihren Grenzen bis in die Sideritaureolen um die Oolithe hinein erstrecken.

Ferretisierung.

Über dem Grundwasserspiegel sind alle Minetteerze einer starken Oxydation verfallen. Alle im Gestein vorkommenden Mineralien, sowohl primäres als auch sekundäres Silikat, Siderit, Magnetit, sind in Limonit umgewandelt, und das ganze Gestein ist von formlosen Limonitmassen durchtränkt und verkittet. Der ganze Vorgang ist nahe verwandt mit der Ortsteinbildung und der Entstehung von Raseneisenerzen am Ausstrich von Glaukonitsanden.

Selten ist eine primäre Limonitdurchstäubung in der Kalkgrundmasse zu beobachten, die auf starke Oxydationswirkungen schon während des Flözabsatzes schließen läßt. Eine Probe aus dem Braunen Lager vom Fonds de la Noue zeigt stellenweise durch Limonit getrübe Grundmasse. Spricht schon die Lage des Fundpunktes im Tiefbau gegen eine Wirkung in der sekundären Oxydationszone, so wird die primäre Natur dieser Limonitflöckchen dadurch bewiesen, daß sie bei der Diagenese der Grundmasse von den wachsenden Kalkspatrhomboedern pinolithisch zusammengeschoben wurden. Es liegen in getrüelter Masse einzelne ungetrübe Kalzitkriställchen, um deren Rand der braune Staub durch Zusammendrängen verdichtet ist. Häufig ist in solchen Fällen der innerste Kern der Kalzitkriställchen aber noch etwas getrübt.

Entstehung der Minetteerze.

Wir kommen auf Grund der mikroskopischen Studien und der Beobachtungen in der Grube zu folgendem Bild der Entstehung der Minetteflöze.

In eine seichte Lagune oder Meeresbucht mündeten vom Lande her zahlreiche Rinnsale und Bäche, deren Wasser durch die Zersetzung älterer, eisenreicher Gesteine reich an gelöstem Eisenkarbonat, Eisenhydroxyd und kolloidalem Eisenoxydulsilikat war. Eine Barre von Korallenriffen oder eine Meeresgrundschwelle am Eingang der Bucht, vielleicht auch nur die Abwesenheit jeder Meeresströmung oder die Konstanz anlandiger Winde verhinderte die Mischung der verdünnten Eisenlösung in der Bucht mit dem Wasser des Meeres. Außerhalb der Lagune herrschte kräftiger Wellenschlag, der eine Fauna von dickschaligen Muscheln, Echinodermen und Crinoiden zur Entwicklung brachte. Im Innern siedelten sich nur zeitweise Kolonien von *Pecten*, *Ostrea* u. a. an.

Der sandige Untergrund, dessen Material vorwiegend aus den zerriebenen Trümmern von Muscheln und Echinodermen bestand, wurde durch eine ruhige, leichte Dünung gleichmäßig auf- und niedergewirbelt. Die scharfkörnigen Sandkörnchen, die wohl meist vom Lande her stammten, und die Muschelsplitter und organogenen und anorganischen Kalksteingeröllchen, die von der Brandung in die Lagune gelangten, fielen zu Boden, soweit sie eine gewisse von der Kraft der Dünung an ihrem jeweiligen Ort abhängigen Größe hatten. Hatten sie diese nicht, so setzten sich an ihnen während des Tanzens im Wellenschlag feine Eisenerzkrusten an, bis sie für weitere Bewegung zu schwer wurden und zu Boden fielen. Die Erzkrusten bestanden je nach der augenblicklichen Zusammensetzung des umgebenden Wassers zu meist aus Eisenoxydhydrat, das sich aus den im Meereswasser gelösten Eisensalzen bei reichlichem Vorhandensein von Sauerstoff ausfällte. Auch Krusten von kolloidal ausgeschiedenem oder mikrokristallin auskristallisiertem Eisenoxydulsilikat setzten sich in vielfachem Wechsel zwischen den Oxydkrusten an die schwebenden Sandkörnchen an. VAN WERVEKE nimmt sogar an, daß alle Oolithe wenigstens in den unteren Lagern ursprünglich aus Silikat bestanden und erst später sich sekundär zu Oxydoolithen umbildeten. Hierfür fehlen wohl aber genügend Beweise. Immerhin ist es aber möglich, daß die Form in der das Eisen im Meereswasser gelöst war, silikatisch ist. Je nachdem sich nun die Umkrustung im sauerstofffreien oder sauerstoffreichen Meereswasser bildete, entstanden Silikatkrusten oder Krusten von Eisenoxyd und Kieselsäure. Einerseits erklärt sich so die von VAN WERVEKE beobachtete Tatsache, daß auch

die Oxydoolithe bei der Behandlung mit Salzsäure ein Kiesel skelett hinterlassen (VAN WERVEKES wichtigstes Argument für Umsetzung der oxydischen aus silikatischen Oolithen), andererseits stellt sich dadurch die Oolithbildung als ein Vorgang dar, der in engster Verwandtschaft mit der Glaukonitbildung steht³⁾.

Ein großer Teil des Silikatgels wurden als zarte Flöckchen im Wasser selbst koaguliert und sammelte sich als grüne schleimige Masse am Boden der Lagunen an, wo sie zunächst wohl von der Dünung getrieben, noch leise auf- und niederwogte. Jedes Sandkörnchen sank, wenn es durch Ansatz von Eisenerzkrusten eine bestimmte Schwere erreicht hatte, als Oolithkorn zu Boden und bettete sich dort in den unteren Teilen des Silikatgels ein.

Mit zunehmender Erhärtung konzentrierte sich das Silikat zu festeren grünlichen Krusten um die Oolithkörner und die in den Zwickeln frei werdenden Hohlräume wurden von feinem Kalkschlamm erfüllt. Die Oberfläche des erhärteten isotropen oder oft auch bereits mikrokristallinen Silikates gegen den zwickelfüllenden Kalk hatte zunächst die charakteristischen, traubig-nierigen Formen der Gelmineralien. Wenn aber dann die Auskristallisation des Kalkschlammes zu kristallinem, oft konzentrisch strahligem Kalkkarbonat er-

³⁾ F. GAUL (die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb; Geol. u. paläont. Abhandl., Bd. IX, Heft 3) nimmt für die oxydischen Eisenoolithe des Schwäbischen Doggers eine nachträgliche Umwandlung aus Kalzitoolith an. Seine Ansicht fußt auf der reichlichen Zwischenlagerung von Kalzitschalen zwischen dem Eisenoxyd, für die eine Bildung aus gleichem Gewässer recht unwahrscheinlich ist, auf der Verteilung des Eisenoxyds, das in radialen Sprüngen der Oolithe auftritt und von ihnen aus zwischen die Kalzitschalen eindringt und auf dem reichlichen Vorkommen von Pyrit, der sich dicht an die Außenfläche der Oolithe anlegt. Alles Erscheinungen, die den Minetteerzen fast vollkommen fehlen. Im Pyrit sieht GAUL das Urmaterial für den Eisengehalt. Durch dessen Oxydation soll sich Eisensulfat gebildet haben, das sich mit dem Kalzit der Oolithe zu Eisenoxyd umbildete, während Gips und freie Kohlensäure von den Sickerwässern entführt wurde. Für unsere Oolithe kann diese Bildungsweise nicht in Frage kommen. In ihnen ist, wie dies auch GAUL für die Aalener Erze annimmt, das Eisenoxyd ohne Zweifel primäre Bildung. Merkwürdigerweise nimmt GAUL auch für die von ihm untersuchten Silikatoolithe eine entsprechende Bildung an. Das Silikat soll sich hier nachträglich aus dem Oxyd gebildet haben, sogar von dem Silikat, welches er in den feinen Strukturräumen der Echinodermerreste beobachtete, nimmt er an, daß es ursprünglich Pyrit war, dann in Brauneisenerz und weiter in Eisensilikat überging.

folgte, prägte der Kalkspat meist seine **Rhomboederform** der Grenzlinie zwischen Silikat und Kalk auf.

Leicht verständlich ist es, daß die feinen Strukturhohlräume der organogenen Kalkgerölle sich bei der Lagerung in der Silikatgallerte mit Silikatgel füllten, oder daß sich in ihnen auch Eisenoxydhydrat ansetzte, wenn während ihrer rollenden Bewegung die Luft oder die durchlüfteten Teile des Wassers Zutritt hatten.

Streifenweise konnte sich infolge kräftigerer Wasserbewegung die Silikatgallerte am Boden nicht ansammeln. An solchen Stellen trat dann feiner Kalkschlamm an ihre Stelle, und zumeist war auch die Zufuhr der Kalkgeröllchen größer. Es bildeten sich hier linsenförmige Lager, in denen die Oolithkörner in reichliches Kalkbindemittel eingebettet wurden und mehr als anderwärts mit Kalkgeröllchen durchmengt waren. Solche kalkige Einlagerungen im Minetteerz, die meist Kopf- bis Rumpfgroße erreichen, bildeten zunächst ihrer Entstehung gemäß im Querschnitt ziemlich spitz zulaufende Linsen. Es fand aber zwischen dem noch feuchten Kalkschlamm und dem noch feuchten Silikatgel ein metasomatischer Austausch statt. Hierdurch wanderte namentlich in die scharfen Spitzen der Linsen, die zwischen das silikatreiche hangende und liegende Erzgestein hineinragten, sekundäres Eisensilikat ein und konnte diese Spitzen den benachbarten Erzen chemisch angleichen. Es erklärt sich so die jetzt vorliegende gerundete, und oft sogar buchtige Form der Kalklinsen, der sog. Rognons des französisch-lothringischen Bergmanns. Ebenso erklärt sich auch die zunächst fast unerklärliche Erscheinung, daß Tonflasern oft quer durch die gerundete Grenze hindurch aus der Kalkknolle in das Erz hinüberstreichen.

Die Entstehung der Tonflasern ist natürlich ganz einfach auf eine örtliche Zufuhr tonigen Schlammes, auf einen „Schlammstreifen“ am Boden der Lagune zurückzuführen.

Häufig gerieten schon gebildete Eisenoolithbänke durch Änderungen in der Wasserbewegung in den Bereich der Brandung. Sie wurden dann natürlich wieder zerstört, die eben gebildeten Oolithen und ihre Silikatrinden wurden zer schlagen und zerbrochen und wanderten als Eisensteingeröllchen ins Innere der Bucht. Sie fielen hier, wenn ihr Gewicht für die Stärke der Dünung an ihrem jeweiligen Aufenthaltsort zu groß war, zu Boden, sie wurden mit Eisenerz umkrustet, wenn sie noch im Wellenschlag auf- und niedertanzen konnten. So erklären sich einerseits die

vereinzelten größeren Oolithe in feinkörnigen Bänken, andererseits die vielfach vorkommenden Oolithe, deren Kern aus Bruchstücken älterer Oolithkörnern, oder aus Bröckchen von isotropem, grünem Eisensilikat besteht.

In größerer Menge gerieten gelegentlich auch die Leichen und zerriebenen Leichenteile des außerhalb der Bucht befindlichen regen Tierlebens zwischen die Schichten. Auch aus den in der Bucht sich öfters ansiedelnden Muschelkolonien, den Muschelbänken der Erzformation, wurden organische Stoffe den Schichten zugeführt. Bei ihrer Verwesung entstand Schwefelwasserstoff und gab Gelegenheit zur Bildung von Eisensulfiden, deren Lösung zumeist in die unterliegenden Schichten eindringt und zackige, die Kalkgrundmasse verdrängende Schwefelkiesnester bildete oder auf Spalten und Schichtfugen kleine Schwefelkieskörnerchen absetzte. Seltener wirkte der Schwefelwasserstoff auf die schon entstandenen Eisenerzoolithe und verwandelte sie in vereinzelte Pseudomorphosen von Pyrit nach schaligem Limonit. Die Schwefelkiesbildung ist in den unteren Lagern wesentlich häufiger als in den oberen.

Das enge Zusammenkommen von Eisenoxydsilikatgel, in welchem vielleicht sogar noch etwas kolloidales Eisenoxydul adsorbiert ist, mit Eisenoxyd, schuf Gelegenheit zur Entstehung kleiner Kriställchen von Eisenoxyduloxyd, also Magnetit. Die Magnetitbildung, die sonst nur unter hohem Druck durch dynamometamorphe Vorgänge oder bei erhöhter Temperatur im Kontaktbereich von Eruptivgesteinen und in großen geothermischen Tiefenstufen vor sich geht, ist hier durch die besonders günstigen Umstände unter geringerer Schichtenbedeckung erfolgt. Sie ist jedoch sicher eine rein sekundäre Erscheinung, diagenetisch oder säkularmetamorph im Sinne KLOCKMANNs und findet nur im Eisensilikatgel, nicht wie in den silurischen Thuringit- und Chamositerzen, auch innerhalb der Oolithe statt.

Diagenetisch und durch Massenwirkung zu erklären ist eine Einwirkung des vielen Kalkkarbonats auf die von ihm eingeschlossenen Gemengteile. Im Silikatgel siedeln sich winzige freischwebende Kalzitkörnerchen an. Um die Oolithe bilden sich sekundäre Zonen von Eisenkarbonat oder der Siderit dringt in Form unregelmäßiger Wucherungen in die Oolithkörner ein. Oft setzt sich auch neugebildeter Eisenspat auf Spältchen und Trümchen des Gesteins ab. Sogar der Quarz wird durch die Massenwirkung des um-

gebenden Karbonats gelegentlich an seinen Grenzen etwas angefressen.

Sind die Erzlager in späterer Zeit durch Erosion in den Bereich der oberen vadosen Grundwasserzirkulation geraten, so entstehen natürlich tief eingreifende Veränderungen, vor allem Oxydation der Oxydulsilikate zu kieseligem Eisenoxydhydrat und Verdrängungen des Kalkes durch Eisenoxyd infolge Oxydationsmetasomatose. Es tritt eine Versinterung der Minetteerze in der Oxydationszone ein, die vollkommen der Ferretisierung und Ortsteinbildung entspricht.

Schlußfolgerungen.

Die Minetteerze sind sedimentär-syngenetisch. Sie sind Sedimente seichter Meeresbuchten oder Lagunen. Für die Zufuhr der Erzlösungen ins Meeresbecken aus der Tiefe durch Thermalspalten, liegt, wie schon VAN WERVEKE zeigt, kein Anzeichen vor. Abgesehen von kleinen Austauschvorgängen am Rande der Kalklinen und abgesehen von den weitgehenden Umwandlungen des Erzes über dem Grundwasserspiegel, haben keine wesentlichen Metallverschiebungen stattgefunden.

Die jetzige Verteilung der besseren und geringeren Erze hat also primäre Ursachen und ist bedingt durch die Konfiguration der Lagune, die in ihr seinerzeit bestehende Verteilung des Wellenschlags und die Lage der Einmündungen der vom Lande herzuströmenden eisenhaltigen Sickerwässer und Rinnsale.

Die Vertaubung erfolgt durch Überhandnehmen der stets neben der Erzbildung bestehenden Kalk- und Tonsedimentation. Sie geht im Streichen allmählich, von Schicht zu Schicht sprungweise vor sich.

Die Nebengesteine zwischen den Lagern sind von den Erzen nicht wesensverschieden. Vielfach tritt geringe örtliche Erzführung auch außerhalb der Erzlager auf. Die Erzlager entsprechen nur Zeiten und Gebieten besonders starker Eisenoolithbildung, es kann aber in verschiedenen Profilen bald das eine bald das andere Lager geringmächtiger oder eisenärmer oder auch vollständig vertaubt sein. Andererseits können sich zwischen den auf weite Strecken durchgehenden Erzhorizonten bald hier bald da kleine Erzlager oder wenigstens erzreiche Sedimentschichten auftun. Der mächtigste und verbreitetste Erzhorizont des Lothringischen Doggers ist das Graue Lager.

Die Reichlichkeit der Eisensilikatbildung ist abhängig von örtlichen Verhältnissen. Günstige Verhältnisse für Silikatbildung, bestanden mehr zur Zeit der Sedimentation der unteren als der oberen Lager, deshalb walten hier grüne und olivbraune, in den oberen dagegen ockerbraune und gelbe bis rötliche Farbtöne vor.

Der in der Analyse gefundene Kieselsäuregehalt des Erzes ist kein Maßstab für die Beteiligung des Eisensilikats, da er zum größten Teil aus einer mechanischen Beimengung von Quarzkörnchen stammt.

Der Magnetit ist eine diagenetische Neubildung im Eisensilikatgel. Er findet sich vor allem, wenn auch nicht ausschließlich, im kompakten, ziemlich silikatreichen Grauen Lager.

Der Schwefelkies ist eine örtliche Bildung, die wahrscheinlich durch den Schwefelgehalt verwesender organischer Stoffe verursacht wird. Die Form von meist zackigen Nestern und kleinen Gangtrümchen, in der dieses Mineral jetzt vorliegt, ist durch sekundäre Wanderung bedingt.

Eisenkarbonat hat sich höchstens in ganz geringer Menge schon primär innerhalb der Oolithkrustung zwischen den Oxyd- und Silikatschalen in dünnen Häutchen gebildet. Die Hauptmasse des mikroskopisch beigemengten Siderites ist aber durch Austausch zwischen Kalkkarbonat und Eisenoxyd bei Gegenwart von Kohlensäure entstanden (doppelt-kohlensaurer Kalk in Lösung + Eisenoxyd = kohlensaurer Kalk + kohlensaures Eisen).

Erklärungen zu Tafel V.

- Fig. 1: Oolithe, Kalksteingerölle und Echinodermengerölle in einem armen Minetteerz. Oben ein Oolith mit der Hälfte eines älteren Oolithes als Kern. In der Mitte ein Oolith mit sehr großem, durch Erzschale nur zur Rundung ergänztem Kern. Unten ein Echinodermengeröll mit stark vereisten Netzkkanälen. Vergrößerung ungefähr 30 mal.
- Fig. 2: Kleine, embryonale Zweischaler in der Kalkgrundmasse eines Minetteerzes. Unten ein längliches Bruchstück einer Muschelschale. Vergrößerung ungefähr 30 mal.
- Fig. 3: Charakteristische Rinden von Eisensilikat um Eisenoxydoolithe. Links oben sind von einem der Oolithe kleine Schalen von Eisenoxyd abgesplittert. Vergrößerung ungefähr 30 mal.
- Fig. 4: Minette mit viel Muschelsplittern zwischen den Oolithkörnern. Deutliche Aufblätterung der Schalen eines Oolithkornes und Erfüllung der Spalten mit Eisensilikat. Links davon deutlich konzentrisch-schalige Ausfüllung eines Zwickelraumes mit helleren und dunkleren Silikatlagen. Vergrößerung ungefähr 30 mal.
- Fig. 5: Muschelsplitter von sekundär eingewandertem, helminthartig auskristallisiertem Eisensilikat durchzogen. Unten ein Echinodermengeröll mit Netzkkanälen. Vergrößerung ungefähr 150 mal.
- Fig. 6: Minette, in der das Eisensilikat um die Oolithe in zahlreiche kleine Magnetitkriställchen übergegangen ist. In der Mitte ein Oolith mit großem Kern, darunter mehrere langgestreckte Muschelsplitter. Vergrößerung ungefähr 30 mal.

4. Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres.

Von Herrn O. H. SCHINDEWOLF, Marburg.

(Hierzu Tafel VI und 4 stratigraphische Übersichtstabellen.)

Teildruck einer von der philosophischen Fakultät der Universität Marburg

gekrönten Preisschrift

für die auf das Jahr 1919/20 gestellte Preisaufgabe: „Die devonischen Kalke der Umgegend von Hof sind auf ihren Fossilinhalt zu untersuchen und mit den entsprechenden Bildungen des Rheinischen Gebirges zu vergleichen. Auf Grund der gewonnenen Resultate ist das paläogeographische Bild des Oberdevonmeeres in Nordeuropa zu behandeln.“

Inhalt.

	Seite
Einleitung	137
I. Mitteleuropa:	
a) Rheinisches Gebirge	140
b) Ostthüringen, Sächsisches Vogtland und Oberfranken	165
c) Übriges Mitteleuropa	175
II. Westeuropa:	
a) Frankreich und Belgien	187
b) Die Iberische Halbinsel	193
c) England	195
III. Osteuropa:	
a) Polen und Galizien	199
b) Rußland	205
Verzeichnis der benutzten Literatur	216

Einleitung.

Im Anschluß an meine Studien über das Oberdevon in der Umgegend von Hof in Oberfranken (Lit.-Verz. 122—124) habe ich Gelegenheit genommen, zunächst die übrigen deutschen Oberdevonvorkommen und sodann auch die des außer-

deutschen Europas in den Kreis meiner Untersuchungen einzubeziehen. Es geschah das einerseits, um festzustellen, ob die durch R. WEDEKIND (L.-V. 139—146) für das Rheinische Gebirge angenommene und durch mich in einigen wenigen Punkten erweiterte Stufen- und Zonenfolge des Oberdevons auch für dieses größere Gebiet allgemeine Anwendbarkeit besitzt, und anderseits, um zu einer einheitlichen Erfassung der Besonderheiten des europäischen Oberdevons auf paläogeographischer Grundlage zu gelangen.

Was den ersten Punkt anlangt, so habe ich die Genugtuung, mitteilen zu können, daß sich die durch A. DENCKMANN (L.-V. 25—32) inaugurierte und von WEDEKIND im einzelnen ausgearbeitete und biostratigraphisch begründete Oberdevongliederung überall bewährt hat, wo nur immer Oberdevon in Cephalopodenfazies auftritt. Hinsichtlich meiner Untersuchungen über die Paläogeographie des europäischen Oberdevons ist zu bemerken, daß es sich dabei naturgemäß nur um einen ersten tastenden Versuch handeln kann, da die zurzeit vorliegenden Daten zu einer abschließenden Behandlung bei weitem noch nicht ausreichend sind.

Zwei Wege sind es, die nach DACQUÉ (L.-V. 20, S. 302) bei der Rekonstruktion paläogeographischer Verhältnisse eingeschlagen werden können, das sind einmal Untersuchungen über den Faunencharakter räumlich weit voneinander entfernter Vorkommen zur Feststellung der allgemeinen Ausdehnung einstiger Meeresbecken und zum andern das Sammeln positiver stratigraphischer Beobachtungen namentlich in solchen Gegenden, wo man den Verlauf der ehemaligen Meeresküsten vermutet. Beide Methoden sind hier kombiniert worden, um ein Bild über die Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres zu gewinnen. Weitere Untersuchungen werden zweifellos dazu führen, die hier entworfene Skizze in manchen Punkten abzuändern und zu berichtigen, aber dennoch dürfte eine derartige Zusammenstellung des bisher Bekannten im Verein mit dem mir vorliegenden neuen Material unter einem bestimmten Gesichtspunkt nicht ohne Wert sein. Sie lehrt uns am besten die noch bestehenden Lücken erkennen und gibt uns neue Probleme an die Hand, die zu Anregungen für weitere Untersuchungen werden können.

Was ich im folgenden gegeben habe, beruht, soweit es die deutschen Verhältnisse betrifft, zumeist auf eigenen stratigraphischen und paläontologischen Untersuchungen. Durch zahlreiche Exkursionen und vielfach auch eingehendere Ge-

ländearbeiten habe ich mir eine möglichst genaue Kenntnis fast aller wichtigeren in Frage kommenden Oberdevonauflösungen zu erwerben gesucht, erst in zweiter Linie ist zu meinen Ausführungen dann die Literatur herangezogen worden. Das von mir selbst gesammelte Material habe ich zuweilen in wünschenswerter Weise ergänzen können durch Fossilsuiten, die ich in den geologischen Instituten von Göttingen, Breslau und namentlich Marburg vorfand. So hat sich wenigstens für Deutschland ein einigermaßen abgerundetes Bild gewinnen lassen. Groß sind hingegen noch die Lücken unserer Kenntnis für das außerdeutsche Europa. Auch hier haben mir allerdings manch schöne Suiten vorgelegen, z. B. von Cabrières, aus den Karnischen Alpen und dem Polnischen Mittelgebirge, so daß ich auch hinsichtlich dieser Lokalitäten wenigstens einiges Eigene zu geben vermag. Größtenteils habe ich aber hier meine Angaben aus der Literatur schöpfen müssen, wobei sich jedoch häufig Umdeutungen als notwendig erwiesen, die, wie ich hoffe, Verbesserungen gegenüber der bisherigen Auffassung bedeuten.

Ehe ich nun nach diesen Vorbemerkungen zum Thema übergehe, ist es mir eine angenehme Pflicht, auch an diesem Ort mehreren Herren für ihre liebenswürdige Unterstützung meinen besten Dank auszusprechen. Es ist dies in erster Linie Herr Prof. WEDEKIND (Marburg), der mir im Zusammenhang mit meiner Bearbeitung des Oberdevons von Hof die Anregung zu der vorliegenden Studie gab und mir in zuvorkommendster Weise zu deren Durchführung die reichen Sammlungen und Hilfsmittel seines Instituts zur Verfügung stellte. Des weiteren schulde ich herzlichen Dank den Herren Prof. BROILI und Dr. DACQUÉ (München), Prof. CLOOS (Breslau), Prof. KRUMBECK (Erlangen), Geheimrat POMPECKJ (Berlin), Prof. STILLE (Göttingen) sowie Herrn Geheimrat WALTHER (Halle) für die freundlichst erteilte Erlaubnis zur Einsichtnahme der ihnen unterstellten Sammlungen bzw. für die bereitwillige Darleihung von Originalen¹⁾.

Manuskript abgeschlossen: Marburg, den 15. 10. 19.

¹⁾ Nach Abschluß des Manuskripts haben mich noch die Herren Prof. DANNENBERG (Aachen), Privatdozent Dr. RICHTER (Frankfurt) und Prof. v. SEIDLITZ (Jena) durch liebenswürdige Zusendung von Oberdevonfaunen verpflichtet. Die sich aus deren Untersuchung ergebenden Resultate konnten hier teilweise noch mit verwertet werden. Auch den soeben genannten Herren sage ich an diesem Ort für ihr Entgegenkommen meinen ergebensten Dank.

I. Mitteleuropa.

a) Rheinisches Gebirge.

Zwei Faktoren sind es, die in ganz besonderer Weise bestimmend auf die Ausgestaltung des Rheinischen Oberdevons und seiner Faziesverhältnisse einwirkten. Das ist einmal der im Norden gelegene und im Gebiet Belgiens und des westlichen Rheinlandes stark nach Süden vorspringende „Nordatlantische Kontinent“, dessen Südgrenze zur Mitteldevonzeit bereits deutlich durch ein Band von Korallenriffen markiert wird, und im Süden eine Landmasse, die ich gemeinsam mit Herrn WEDEKIND als „Alemannische Insel“²⁾ bezeichne. Unter dem letzteren Begriff verstehen wir ein ausgedehntes Kontinentalgebiet, das die Massive von Rocroy, Givonne, Stavelot und Serpont, den Siegerländer Block, große Teile Frankens, das Münchberger Gneismassiv, das Erzgebirge, das sächsische Granulitgebirge sowie die Sudeten im Norden und im Süden die Westalpen, Vogesen und das französische Zentralplateau umfaßte (vgl. dazu Taf. VI). In all den aufgezählten Gebieten haben wir mit der Sicherheit, von der in paläogeographischen Dingen überhaupt zu reden zulässig ist, ehemalige Landmassen vor uns, die hier zu einer einzigen großen Insel im Herzen Deutschlands und Frankreichs zusammengefaßt sind. Die Frage, ob die genannten Landgebiete nun tatsächlich eine einheitliche, zusammenhängende Landmasse oder etwa eine Inselgruppe gebildet haben, soll hier nicht weiter diskutiert werden, da dies für den auf die Sedimentation ausgeübten Einfluß nur von untergeordneter Bedeutung ist.

Die westlichsten Oberdevonvorkommen des Rheinischen Gebirges sind in dem Gebiet von Aachen gelegen, deren genauere Kenntnis man vor allem HOLZAPFEL (L.-V. 76 und 77) verdankt. In seiner Ausbildung schließt es sich nahe an die des belgischen Oberdevons an und wurde in Übereinstimmung mit diesem von HOLZAPFEL in eine untere Frasn-Stufe und eine obere oder Famenne-Stufe eingeteilt. Zu unterst lagern hier — bei Stolberg über den nur wenige Meter mächtigen „Grenzschiefern“ — dickbankige, meist hell gefärbte Kalksteine mit Stromatoporen, der sog. Frasn-

²⁾ Nach den Alemannen benannt, einem ehemals im Maingebiet, zu beiden Seiten des Oberrheins und in der Schweiz ansässigen Volksstamm. — Vgl. das in der Tafelerläuterung (S. 215) Gesagte.

Kalk (to x). Darüber folgt der obere Teil der Frasn-Stufe (to 1c), kalkige lichtgraue Schiefer mit Einlagerungen von Knollenkalken, die stellenweise häufig *Spirifer Verneuili* MURCH. sowie *Cyathophyllum*- und *Phillipsastraea*-Arten führen. In ihren oberen Teilen entsprechen sie nach HOLZAPFEL den Matagne-Schiefern Belgiens und Frankreichs sowie den altersgleichen Büdesheimer Schiefen der Eifel, so daß also die gesamte bisherige Schichtenfolge die *Manticoceras*-Stufe der Cephalopodenfazies vertreten würde.

Die nun folgenden Famenne-Schichten lassen im Südosten des Gebietes eine deutliche Zweiteilung erkennen. Die untere Famenne-Stufe setzt sich aus graugrünen, sandig-glimmerigen Schiefen zusammen, die durch folgende Fauna ausgezeichnet sind:

- Spirifer Verneuili* MURCH.
- Spirifer Murchisoni* DE KON.
- Pugnax pugnax* MART. sp.
- Pugnax acuminatus* MART. sp.

An der Hangendgrenze dieser Schiefer tritt eine gegen 1 m mächtige Bank eines unreinen roten Knollenkalkes hervor, der durch die in ihm eingeschlossene Goniatitenfauna von Wichtigkeit für einen Vergleich mit der Cephalopodenfazies ist. Diese setzt sich u. a. aus:

- Cheiloceras subpartitum* MSTR. var. *crassa* WDKD.
- " *Verneuili* MSTR. sp.
- " *circumflexum* SDBG. sp.
- " *Pompeckji* WDKD.
- " *amblylobus* SDBG. sp.
- " *globosum* MSTR. ein. SCHDWF.
- " *sacculus* SDBG. sp.

zusammen und ermöglicht, die untere Famenne-Stufe Aachens mit der Liegendzone der *Cheiloceras*-Stufe in Parallele zu setzen.

Die obere Famenne-Stufe besteht aus graugrünen bis gelbbraunen glimmerreichen Quarzsandsteinen mit gelegentlichen Einlagerungen von gleichfalls glimmerigen sandigen Schiefen. In ihren unteren Teilen werden sie von HOLZAPFEL mit den „Psammites du Condroz“, in ihren hangenden Partien mit den „Assises de Montfort“ MOURLONS verglichen. Die spärliche Fauna dieser reinen Brachiopoden-Lamellibranchiaten-Fazies besteht u. a. aus folgenden Formen:

Spirifer Verneuli MURCH.

Rynchonella (?) *triaequalis* GOSS.

Strophalosia productoides MURCH. sp.

Aviculopecten Juliae DE KON.

Aviculopecten aquisgranensis FRECH

Dolabra unilateralis SOW. sp. (= *Cucullaea Hardingii* auct.).

Außerdem werden von HOLZAPFEL noch Landpflanzenreste erwähnt.

Inwieweit die obere Famenne-Stufe das höhere Oberdevon nach dem Hangenden zu vertritt, läßt sich leider infolge des Fehlens jeglicher Cephalopoden-Einlagerungen nicht angeben. In Analogie mit anderen, weiter unten zu besprechenden Vorkommen darf aber wohl geschlossen werden, daß auch bei Aachen das Oberdevon nach oben zu kaum vollständig sein wird, und daß der darüber folgende Kohlenkalk wahrscheinlich in transgredierender Lagerung auftritt.

Von Interesse sind die Rückschlüsse, die das Aachener Oberdevon hinsichtlich der Verteilung von Land und Meer zu jener Zeit zu ziehen gestattet. Es ist angesichts der geschilderten Ausbildungsweise der fraglichen Schichten selbstverständlich, daß der solch mächtige schiefrige und sandige Sedimente mit gelegentlichen Einlagerungen von wohlkonservierten Landpflanzen liefernde Kontinent in nicht großer Ferne gesucht werden kann, und in der Tat verläuft, wie aus den noch zu besprechenden Verhältnissen Belgiens unzweideutig hervorgeht, unmittelbar im Norden von Aachen die Südgrenze des Nordatlantischen Kontinents. Zum anderen kann das Meer nur eine geringe Tiefe besessen haben, wie die Korallenriffe, diese unzweifelhaften Marken der Flachsee, an der Basis des Oberdevons anzeigen: wir haben hier einen relativ nur sehr schmalen Meeresarm vor uns, der im Süden durch den das Massiv von Stavelot umfassenden Teil der Alemannischen Insel begrenzt wird. Nur während der *Cheiloceras*-Stufe, die sich durch das Vorkommen von Cephalopoden auszeichnet, muß eine geringe Vertiefung des Meeres eingetreten sein.

Verfolgen wir nun zunächst die sich uns entlang des Südrandes des Nordatlantischen Kontinents darbietenden Verhältnisse, so treten uns in der Umgegend von Elberfeld und nördlich davon bei Velbert die nächsten ober-

devonischen Ablagerungen entgegen. Zu ihrer Kenntnis ist von PAECKELMANN (L.-V. 106) ein beachtenswertes Material zusammengetragen worden, das jedoch m. E. vielfach eine andere Deutung erheischt, als sie ihm von diesem Autor zuteil geworden ist.

Interessant wird das Elberfelder Gebiet dadurch, daß in ihm ein Übergang zwischen der eintönigen Brachiopodenschiefer- und -sandstein-Fazies Belgiens und der mehr gegliederten cephalopodenführenden Schichtenfolge des Sauerlandes vorliegt. Man hat daher im Bergischen Lande oder speziell innerhalb der Herzkämper Mulde zwischen einer westlichen und einer östlichen Ausbildung zu unterscheiden, deren Grenze etwa durch den Ort Dornap bezeichnet wird.

Das Oberdevon der westlichen Herzkämper Mulde schließt sich in seiner Ausbildung nahe an die von Aachen an, wie aus der Übersichtstabelle I hervorgeht. Auch hier liegen in der *Cheiloceras*-Stufe noch einmal Cephalopoden-Schichten vor, während das gesamte höhere Oberdevon in schiefriger und sandiger Fazies mit einer Brachiopoden - Lamellibranchiaten - Fauna ausgebildet ist. Noch einförmiger gestaltet sich das Oberdevon im Velberter Sattel, wo infolge seiner Ablagerung in noch größerer Nähe des Nordatlantischen Kontinents annähernd das gesamte Oberdevonsystem, abgesehen von der basalen Schicht des „Dorper Kalkes“, in sandig-schiefriger Ausbildung auftritt. Cephalopodenhorizonte finden sich hier nirgends mehr eingeschaltet.

Reicher gliedert dagegen ist das Oberdevon in dem östlichen Teile der Herzkämper Mulde. Über dem oberen Stringocephalenkalk und den Übergangsschichten des „Dorper Kalkes“ folgen hier Iberger Kalk mit typischer Fauna, sodann Flinzschiefer und die Matagne-Schichten, bestehend aus Schiefern und Nierenkalken mit *Tornoceras*-, *Gephyroceras*-, *Manticoceras*- und *Beloceras*-Arten, die insgesamt die *Manticoceras*-Stufe des Sauerlandes vertreten. Lokal ist zwischen den von PAECKELMANN unterschiedenen unteren und oberen Matagne-Schichten noch ein Diabaslager eingeschaltet.

Unmittelbar über den oberen Matagne-Schichten und sich durch allmähliche Übergänge aus ihnen herausentwickelnd, treten die „Unteren Cypridinenschiefer“ auf, grünliche, gelbliche, zuweilen auch rot gefärbte, sandige Schiefer mit *Cheiloceras Verneuli* MSTR. sp. und *Tornoceras simplex* v. B. sp. In der westlichen Herzkämper Mulde hat sich

zudem in ganz übereinstimmenden Schiefern eine ziemlich artenreiche Cheiloceraten-Fauna gefunden, so daß deren Äquivalenz mit der *Cheiloceras*-Stufe feststeht. Kalkige Einlagerungen fehlen den Unteren Cypridinschiefern vollkommen, wohl aber können ihnen gelegentlich, besonders nach dem Hangenden zu, flaserige Sandsteinbänke eingeschaltet sein, die zu dem nächsten Horizont, den „Plattigen Glimmersandsteinen“ hinüberleiten. Darüber folgen die „Roten und Grünen Cypridinschiefer“ und die „Roten und Grünen Kalkknotenschiefer“, die außer Phacopiden, Ostracoden und *Posidonia venusta* MSTR. noch keine Fossilien geliefert haben.

Der nächste Cephalopodenhorizont tritt uns in den „Oberen Cypridinschiefern“ entgegen, die sich aus grünlichen oder roten glimmerreichen Tonschiefern mit gelegentlichen Einlagerungen von dünnplattigen Glimmersandsteinen zusammensetzen. Namentlich die hangenderen Bänke dieser Schichten, rote mergelige Schiefer, führen in der Ziegelei am Haken im Üllendahl neben zahlreichen Ostracoden eine kleine Clymenienfauna, aus der ich unter dem PAECKELMANNschen Materiale mit Sicherheit folgende Formen bestimmen konnte:

Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD.

Cymaclymenia ornata MSTR. sp.

Laevigites cf. *Hoevelensis* WDKD.

Oxyclymenia cf. *undulata* MSTR. red. WDKD.

VON PAECKELMANN werden weiterhin noch „*Oxyclymenia bisulcata* MSTR.“ und „*Clymenia* sp. (? *annulata* MSTR.)“ namhaft gemacht, von deren richtiger Bestimmung ich mich jedoch nicht ganz habe überzeugen können. Möglicherweise gehört das eine oder andere der von PAECKELMANN so bezeichneten Stücke tatsächlich zu *Oxyclymenia bisulcata*, was jedoch bei der Verdrückung in der ungenügenden schiefrigen Erhaltung nicht zu entscheiden ist; die Mehrzahl der derart bestimmten Formen verteilt sich jedoch auf die oben genannten Arten. Die sonstigen Fossilangaben PAECKELMANNs von „? *Tornoceras Sandbergeri* BEYR. sp.“ und „? *Sporadoceras* sp.“ sind als haltlos zu streichen.

Auf Grund der revidierten Clymenienbestimmungen ergibt sich mit absoluter Eindeutigkeit, daß die diese Formengemeinschaft enthaltenden „Oberen Cypridinschiefer“ der *Laevigites*-Stufe angehören. Es handelt sich hier um eine

Fauna, wie sie, allerdings in reicherer Ausbildung, der *Laevigites*-Stufe des Sauerlandes eigen ist.

Damit werden wir zu einer Kritik der PAECKELMANN'schen Altersauffassungen geführt, der in diesen Schichten das oberste Oberdevon und somit Äquivalente der Wocklumer Schichten sah. Diese Deutung ist, wie bereits dargelegt, nicht zutreffend. Für die zwischen den „Oberen“ (Stufe V) und „Unteren Cypridinschiefern“ (Stufe II) gelegenen Schichten ergibt sich alsdann die Annahme, daß sie — regelmäßige Lagerungsverhältnisse vorausgesetzt — die Oberdevonstufen III und IV vertreten. Sie können daher nicht, wie PAECKELMANN wollte, mit dem Fossley des Sauerlandes verglichen werden, wenigstens nicht, wenn man diesen Begriff, wie das hier geschieht, als Bezeichnung eines bestimmten stratigraphischen Horizontes und nicht lediglich als Faziesbenennung auffaßt. Allerdings ist die petrographische Ausbildung der in Rede stehenden Schichten eine durchaus ähnliche wie die der Fossley-Schiefer und -Knollenschiefer des Sauerlandes, jedoch liegt hier nur eine fazielle Übereinstimmung aber keine Altersgleichheit vor. Der Fossley als stratigraphischer Horizont, wie er uns im Sauerlande und in der Dillmulde entgegentritt, hat sein Lager innerhalb der von mir (L. V. 123, 124) neu ausgeschiedenen *Gattendorfia*-Stufe im Hangenden der *Laevigites*- und im Liegenden der *Wocklumeria*-Stufe.

Äquivalente dieser *Gattendorfia*-Stufe bilden nun bei Elberfeld mit einiger Wahrscheinlichkeit die dünnplattigen grauen Tonschiefer und die darauf folgenden Sandsteine, die, unmittelbar oberhalb der *Laevigites*-Stufe des „Haken“ gelagert, von PAECKELMANN bereits zum Etroeungt gerechnet wurden. Als einzigen Cephalopoden dieses Fundpunktes nennt PAECKELMANN (a. a. O., S. 137) seinen neuen „*Aganides infracarbonicus*“. Nachdem ich die Originale dazu mit meinen Gattendorfer Jugendformen von *Imitoceras*³⁾ *Denckmanni* WDKD. verglichen habe, ist es mir kaum mehr zweifelhaft, daß „*Aganides infracarbonicus*“ mit dieser Art identisch ist. Die Lobenlinie der PAECKELMANN'schen Form ist lediglich ungenau beobachtet worden; der Adventivlobus ist nämlich nicht „gleichmäßig gerundet“

3) = *Brancoceras* auct. — Ausführliche Beschreibungen der neuen Arten und Gattungen finden sich in meiner „Stratigraphie und Ammoneenfauna des Oberdevons von Hof“ (L. V. 124). Mit Manuskriptnamen bestimmte Cephalopodenformen sollen später eingehender dargestellt werden.

(S. 204), wie es auch in der Abbildung (Taf. IV, Fig. 1, 1a und 1b) dargestellt ist, sondern tief und an seiner Basis zugespitzt. Ein weiterer in Bruchstücken dabei liegender Cephalopode erwies sich bei näherer Untersuchung als eine *Cymaclymenia* sp.

Diese beiden Funde, so wenig sie ja allerdings beweisend sind, machen mir im Verein mit den Lagerungsverhältnissen der entsprechenden Schichten in unmittelbar Hangenden der *Laevigites*-Stufe deren *Gattendorfia*-Alter zum mindesten wahrscheinlich. Einen Vergleich mit der Etroeungt-Stufe muß ich, abgesehen von den sonstigen Umständen, um so mehr für verfehlt halten, als ein Hinaufreichen von Clymenien in typisches Karbon noch nicht einwandfrei bewiesen ist.

Über den erwähnten Schiefern und Sandsteinen folgen unmittelbar, und zwar, wie ich auf Grund unserer sonstigen Erfahrungen annehme, in transgredierender Lagerung, die Kieselkalke und Kieseliefer des Kulms.

In der geschilderten vorwiegend schiefrigen und sandigen Entwicklungsweise des Elberfelder Oberdevons kommt immer noch eine beträchtliche Landnähe des ehemaligen Bildungsbereiches zum Ausdruck. Auch hier ist die Südgrenze des Nordatlantischen Kontinents in nicht allzu großer Entfernung zu suchen. Ein Unterschied gegenüber dem Aachener und dem Velberter Profil beruht, abgesehen von sonstigen Einzelheiten, darin, daß in der *Laevigites*-Stufe, hier allerdings immer noch an Schiefer gebunden, abermals eine Cephalopodenfauna hervortritt, die uns eine zu dieser Zeit stattgehabte gewisse Vertiefung des Meeres anzeigt.

Wiederum abweichenden Verhältnissen begegnen wir weiter nach Osten zu in dem Oberdevonprofil von Iserlohn, um dessen Deutung sich zahlreiche Forscher von DENCKMANN an bis WEDEKIND bemüht haben. Ich folge hier hauptsächlich der Darstellung WEDEKINDS (L.-V. 143, S. 41) die, namentlich auf den Untersuchungen DENCKMANN'S (L.-V. 32) basierend, m. E. den Verhältnissen am ehesten gerecht wird.

Über der *Manticoceras*-Stufe, die sich aus den Schiefern der Pharciceraten-Zone, dem Flinz, Büdesheimer Schiefern und dem sog. „Östricher Kalke“ mit Manticoceraten zusammensetzt, folgen bei Iserlohn zwei von DENCKMANN ausgeschiedene Schieferhorizonte, der „der vorwiegend grauen und schwarzen Schiefer“ und der „der sandigen Schiefer“.

Darüber lagert der Horizont der „Plattensandsteine“, der an einer Stelle *Spirifer Verneuli* MURCH. und *Productella aff. subaculeata* MURCH. sp. geliefert hat. Nach den Angaben von FUCHS (L.-V. 52, S. 36) ist das Oberdevonprofil bis soweit überall vollständig und „der Plattensandstein verläuft in gleichbleibender Beschaffenheit durch das ganze Blatt Iserlohn.“

Bei normaler Schichtenfolge tritt nun über den Plattensandsteinen die „Zone der Roten Cypridinenschiefer“ mit den „Unteren roten Kalkknotenschiefern“ (ton 1) an der Basis auf, die bisher an Fossilien *Sporadoceras biferum* PHILL. sp., *Sp. inflexum* WDKD., *Sp. Muensteri* v. B. sp., *Dimeroceras cf. padbergense* WDKD. und Clymenien geliefert hat. Es ist dies eine Fauna, die der oberen *Cheiloceras*- und *Prolobites*-Stufe eigen ist, welche Horizonte demgemäß von den in Rede stehenden Schichten vertreten werden. Die im Liegenden vorhandenen Schiefer- und Plattensandsteinschichten müssen alsdann insgesamt, da sie im Hangenden der *Manticoceras*-Stufe auftreten, dem unteren Teil der *Cheiloceras*-Stufe entsprechen.

In „völlig konkordanter Auflagerung“ folgt nach FUCHS über den „Unteren roten Kalkknotenschiefern“ der „Sandstein in der oberen Hälfte der Roten Cypridinenschiefer“, mit denen dann auch in der vollständigeren hier auftretenden Entwicklung das zusammenhängende Oberdevonprofil abbrechen dürfte. Nach der Auffassung von WEDEKIND lagert nämlich der nun folgende „Horizont der bunten Knotenkalke“ nicht konkordant über den zuletzt besprochenen Bildungen, sondern folgt auf diese mit einer ziemlich erheblichen Schichtenlücke in transgredierender Lagerung. Er parallelisiert im Anschluß an DENCKMANN die bunten Knotenkalke wegen ihrer petrographischen Beschaffenheit und namentlich ihrer charakteristischen roten und grünen Färbung mit dem Fossley des östlicheren Sauerlandes, der gleichfalls überall transgredierende Lagerungsformen zeigt. Für ein ähnliches Verhalten auch in der Iserlohnener Gegend spricht die Tatsache, daß die bunten Knotenkalke häufig durch Konglomerate ersetzt sein können, die nun ihrerseits über verschiedenaltigen liegenden Schichten auftreten und somit typische Transgressionskonglomerate darstellen.

Die von FUCHS a. a. O. und HENKE (L.-V. 69) vertretene Auffassung ist nun die, daß der Fossley bei Iserlohn nicht transgrediert, sondern daß er die offenbar fehlenden bzw. durch Cephalopodenfunde nicht zu belegenden Oberdevon-

stufen vertritt. Gegen diese Ansicht sind von WEDEKIND (a. a. O., S. 43, Anm.) eine Reihe von treffenden Einwänden erhoben worden, die hier nicht weiter wiederholt zu werden brauchen.

Die Fossley-Bildungen gehen nach dem Hangenden zu in graue bis grünlichgelbe Schiefer mit Einlagerungen von Knollenkalken über, die von allen Autoren übereinstimmend mit den Wocklumer Schichten DENCKMANNs parallelisiert wurden. Mit einer überaus scharfen Grenze legen sich dann auf diese die liegenden Alaunschiefer des Kulms, die weiterhin eine transgredierende Lagerung einnehmen.

Im Iserlohner Oberdevon machen sich die Einflüsse des Nordatlantischen Kontinents zum letztenmal in so hervorragender Weise geltend, weiter nach Osten zu ist aus den hier sich findenden Profilen auf größere Landferne zu schließen. Cephalopodenkalke und -knollenkalken wiegen vor über Sedimente schiefrigen Charakters, und wenn solche auftreten, so sind sie gleichfalls in Cephalopodenfazies ausgebildet und nicht etwa in einer Brachiopoden-Lamellibranchiaten-Fazies, wie sie der westlichen Entwicklung eigen ist.

Wir gelangen hier zu dem Normalprofil des östlichen Sauerlandes, das in zahlreichen Arbeiten DENCKMANNs und WEDEKINDs derart erschöpfend behandelt worden ist, daß sich hier ein Eingehen darauf erübrigt. Das für unsere Zwecke wesentliche wurde bereits hervorgehoben, es besteht in dem Vorherrschen kalkiger Cephalopodenbildungen, die in tieferem Meer zur Ablagerung gelangten und uns zeigen, daß der Nordatlantische Kontinent wieder zu seinem normalen Verlauf zurückspringt, nachdem er in dem Gebiet Belgiens und des westlichen Rheinlandes eine deutliche Vorbiegung gebildet hatte. Nur lokal sind einige Horizonte, so die Zone IIa bei Nehden oder ein größerer Teil des liegenden Oberdevons bei Nuttlar als Cephalopodenschiefer ausgebildet. In der Tiefstufe des oberdevonischen Systems finden sich gelegentlich, so am Enkeberge und an der Burg bei Rösenbeck, Korallenriffe, die sich einstmals um submarine Diabasberge angesiedelt hatten.

Nur in einem Horizont kommt wieder die Abhängigkeit von dem Nordatlantischen Kontinent zum Ausdruck, es ist das der Fossley, diese eigentümliche Schichtenfolge von rot und grün gefärbten Schiefern mit ihren gelegentlichen Sandsteineinlagerungen. Überall nimmt der Fossley im öst-

lichen Sauerlande eine transgredierende Lagerung ein, teils über sehr verschieden alten Schichten unter Ausfall mehrerer Oberdevonstufen. Aber auch dort, wo er der nächst-älteren Stufe, den *Laevigites*-Schichten aufliegt, ist eine Schichtenlücke vorhanden, da die an der Basis des Fossleys gelegene *Gattendorfia*-Fauna, wie sie bei Gattendorf, am Bohlen bei Saalfeld, im Dillgebiet, bei Ebersdorf und anderen Lokalitäten auftritt, bisher nirgends im Sauerlande beobachtet wurde, wenn man von dem noch zweifelhaften Vorkommen an der Burg bei Rösenbeck absieht (O. H. SCHINDEWOLF, L.-V. 123, S. 119).

Zur Erklärung dieser Erscheinungsweise werden von WEDEKIND (L.-V. 143, S. 46) schwache Faltungen des Rheinischen Gebirges zur Praefossleyzeit ins Feld geführt, für die ich im folgenden noch weitere Anhaltspunkte auch aus dem Gebiet Ostthüringens beibringen kann. Man beobachtet nämlich, daß die Schichtenfolge auf den Sätteln immer unvollständig ist, in den Mulden dagegen vollkommener wird. Daraus zog, wie bereits erwähnt, WEDEKIND den Schluß, daß vor der Ablagerung des Fossleys das Rheinische Gebirge gefaltet und die Schichten auf den Sätteln wieder abgetragen wurden. Hand in Hand mit dieser Faltung ging eine weitere Heraushebung des Nordatlantischen Kontinents, die naturgemäß eine Periode stärkerer Denudation zur Folge hatte, so daß dessen Abtragungsprodukte bis in das Gebiet des östlichen Sauerlandes vordringen konnten.

Derselbe Faltungs- und Abtragungsprozeß wiederholt sich vor der Ablagerung des Kulms, so daß auch dieser überall mit einer Transgression aufsetzt. Es sei hier beiläufig erwähnt, daß nach den neueren Untersuchungen WEDEKINDS und BRÜNINGS (Marburg) der Kulm des Rheinischen Gebirges ein relativ hohes Lager innerhalb des Unterkarbons, etwa der oberen Visé-Stufe entsprechend, einnimmt, so daß zwischen der Ablagerung des jüngsten Oberdevons und des Kulms sogar eine recht erhebliche zeitliche Lücke besteht.

Ganz übereinstimmend mit der Ausbildung im östlichen Sauerlande ist das Oberdevon des Kellerwaldes, insbesondere des Wildunger Profils, entwickelt, dem also auch eine Entstehung im offenen Meere in relativer Landferne zukommt. Die Kenntnis des Wildunger Profils beruht vor allem auf den sorgfältigen Untersuchungen DENCKMANNS (L.-V. 25, 26, 28, 29), die auch meinen Angaben in der Über-

sichtstabelle I über die Ausbildung des Oberdevons im Rheinischen Gebirge (S. 140) zugrunde liegen.

Da das Wildunger Oberdevon bisher noch nicht eingehender bearbeitet worden und auch nur wenig über die hier auftretenden Cephalopodenfaunen bekannt ist, gebe ich im folgenden einige Listen von Fossilien, die ich durch Bestimmung einer Suite von Wildunger Ammoneen im Geologischen Institut zu Marburg gewonnen habe. Die Stücke entstammen den beiden Fundpunkten der Ense und Braunau bei Wildungen, die im folgenden als „E.“ und „Br.“ abgekürzt den Fossilnamen beigelegt sind.

Das Oberdevon beginnt hier über den hochmitteldevonischen *Discoïdes*-Kalken mit Büdesheimer Schiefer. Adorfer Kalken und den typischen dunklen Kellwasserkalken, die in mehreren verschiedenen Lagen auftreten. Die höchste dieser Bänke enthält nach WEDEKIND (L.-V. 142, S. 32) *Crickites Holzapfeli* WDKD. und *Manticoceras Drevermanni* WDKD. und entspricht somit der Zone Iδ von Martenberg und Bicken. Hinsichtlich der nächsthöheren *Cheiloceras*-Stufe ist den Angaben DENCKMANNs nichts zu entnehmen, und auch unter dem mir vorliegenden Material finden sich keinerlei Vertreter dieses Horizontes. Möglicherweise ist sie in den Aufschlüssen durch streichende Verwerfungen unterdrückt, die ja bekanntlich in dem Wildunger Gebiet eine große Rolle spielen.

Der nun folgende Enkeberger Kalk, die *Prolobites*-Stufe WEDEKINDs, ist durch eine reiche Cephalopodenfauna ausgezeichnet, die sich wie folgt zusammensetzt:

- Pseudoclymenia Sandbergeri* GÜMB. sp. (Br.)
- Sporadoceras biferum* PHILL. sp. (Br.)
- „ *Muensteri* v. B. sp. (Br.)
- „ *rotundum* WDKD. (Br.)
- „ *Clarkei* WDKD. (Br.)
- Prolobites delphinus* SDBG. sp. (Br.)
- Rectoclymenia falcifera* MSTR. em. SCHDWF. (Br.)
- Cyrtoclymenia involuta* WDKD. sp. (Br.)

Auch die *Postprolobites*-Stufe, die bei Wildungen in Form von roten, dichten, plattigen Kalken auftritt, führt eine artenreiche Fauna:

- Sporadoceras* nov. sp. (Br.)
- Postprolobites Yakowlewi* WDKD. (Br.)
- „ *medius* WDKD. (Br.)
- „ *Frechi* WDKD. (Br.)

- Platyclymenia annulata* MSTR. red. SCHDWF. (Br.)
 „ *annulata* var. *densicosta* FRECH (Br.)
 „ *valida* PHILL. sp. (Br.)
 „ *bicostata* WDKD. (Br.)
 „ *protacta* WDKD. (Br.)
 „ *curvicosta* WDKD. (Br.)
 „ *Barrandei* WDKD. (Br.)
 „ *intracostata* FRECH sp. (Br., E.)
 „ *Ruedemanni* WDKD. (Br., E.)
 „ *Quenstedti* WDKD. (Br.)

Darüber folgt alsdann die *Laevigites*-Stufe, der Dasberger Kalk DENCKMANN'S. Hinsichtlich ihrer petrographischen Ausbildung und Cephalopodenfauna stimmt sie vollkommen mit den aus dem östlichen Sauerlande bekannten Äquivalenten überein. Bisher konnte ich aus diesem Horizont folgende Formen bestimmen:

- Sporadoceras Wedekindi* SCHDWF. (E.)
Sporadoceras pachydiscus SCHDWF. msch. (E.)
Phenacoceras Buchi WDKD. sp. (E.)
Cymaclymenia ornata MSTR. sp. (E.)
Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD. (E.)
Platyclymenia (?) *acuticosta* BRAUN sp. (Br.)
Laevigites Hoevelensis WDKD. (Br., E.)
 „ *laevigatus* MSTR. red. WDKD. (Br., E.)
 „ *cingulatus* BRAUN em. SCHDWF. (Br.)
Oxyclymenia undulata MSTR. red. WDKD. (Br., E.)
 „ *subundulata* WDKD. (Br., E.)
 „ *serpentina* MSTR. em. SCHDWF. (E.)
Gonioclymenia Hoevelensis WDKD. (E.)
 „ *Kiliani* WDKD. (E.)
 „ cf. *Tornquisti* WDKD. (Br.)
 „ *speciosa* MSTR. red. WDKD. (Br.)
 „ *subcarinata* MSTR. em. WDKD. (E.)

Mit einer Transgressionsgrenze schließt sich dann an die *Laevigites*-Stufe eine Schichtenfolge an, die früher von DENCKMANN als Auenberger Schichten beschrieben und später mit dem Fossley des östlichen Sauerlandes identifiziert wurde. Es sind dies rote und grüne, häufig sandige oder glimmerreiche Tonschiefer mit Cypridinen sowie gelegentlichen Einlagerungen von Quarziten, Arkosen und Grauwackensandsteinen. Hinsichtlich ihres lithologischen Charakters wie auch ihrer Lagerungsformen entsprechen sie vollkommen den oben geschilderten Fossley-Bildungen. Für ihr trans-

gressives Auftreten und ihre petrographische Ausbildung sind demgemäß auch die gleichen Erklärungen wie dort in Anspruch zu nehmen.

Damit verlassen wir den bisher eingeschlagenen Verfolgungsgang entlang der Südküste des Nordatlantischen Kontinents und wenden uns den südlicher gelegenen Vorkommen zu, die sich rings um die Alemannische Insel gruppieren und in ihrer Faziesausbildung stark von dieser beeinflusst wurden.

Bereits oben wurde beiläufig angedeutet, daß in geringer Entfernung südlich von Aachen die Nordgrenze der genannten Inselmasse verläuft, es erstreckt sich hier das Massiv von Stavelot der belgischen Geologen. Weiter östlich davon ist alsdann der zur Zeit des Mittel- und Oberdevons festländische Siegerländer Block gelegen, dessen Bedeutung für die Entwicklung und die Faziesverhältnisse dieser Formationsglieder erst jüngst von WEDEKIND hervorgehoben wurde. Zwischen den beiden Landmassen greift nun weit nach Süden eine Meeresbucht vor, das Gebiet der jetzigen Eifel umfassend, die Herr Prof. WEDEKIND nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung als die „Eifeler Dolomitbucht“ bezeichnen wird. Ihre Umrandung gibt sich namentlich zur Mitteldevonzeit durch die mächtigen, die Kontinentalränder umsäumenden Korallenriffe zu erkennen, und im Oberdevon haben sich im Bereich dieses Meeresarmes Ablagerungen in der Büdesheimer Mulde gebildet. Die Schichtenfolge besteht hier nach WEDEKIND (L.-V. 142, S. 26) zu unterst aus den *Cuboides*-Mergeln, alsdann aus Plattenkalken und darüber den vielgenannten Büdesheimer Schiefern. Die letzteren sind durch eine Goniatitenfauna ausgezeichnet, die den Zonen I γ bis I δ von Martenberg entspricht. Jüngere Oberdevonbildungen als die der *Manticoceras*-Stufe sind aus der Eifel nicht bekannt, so daß wahrscheinlich zur Zeit des höheren Oberdevons eine Verlandung der Eifelbucht eingetreten ist.

Die nächsten Oberdevonaufschlüsse im Verfolg des Nordrandes der Alemannischen Insel treten uns in der Attendorf-Elisper Doppelmulde im südlichen Sauerlande entgegen. Ihre genauere Kenntnis verdankt man den Arbeiten HENKES (L.-V. 68 und 70), dessen Darstellungen ich auf einer mehrtägigen Exkursion in dieses Gebiet gemeinsam mit Herrn Prof. WEDEKIND überprüfen konnte.

Über dem oberen Mitteldevon folgt hier die *Manticeras*-Stufe an der Basis mit *Pharciceras*-Kalken und darüber im östlichen Gebiet mit Büdesheimer Schiefern, die im Westen nach HENKE durch Adorfer- und Kellwasserkalke vertreten werden. Im Hangenden dieser Schichten erscheinen alsdann dunkle Tonschiefer von etwa 10 m Mächtigkeit, die namentlich bei dem Wirtshaus St. Klaas an der Straße von Borghausen nach Niederhelden eine kleine Fauna geliefert haben. Bei Aufsammlungen, die ich im Sommer 1919 in Gemeinschaft mit Herrn Prof. WEDEKIND durchführte, konnte ich folgende Goniatitenformen beobachten:

Tornoceras simplex v. B. sp.

Cheiloceras subpartitum MSTR. sp.

„ *Verneuili* MSTR. sp.

„ *circumflexum* SDBG. sp.

„ *Pompeckji* WDKD.

„ (?) *acutum* SDBG. sp.

„ nov. sp.

„ *amblylobus* SDBG. sp.

„ *oxyacantha* SDBG. sp.

„ *curvispina* SDBG. sp.

„ *globosum* MSTR. em. SCHDWF.,

die in ihrer Vergesellschaftung für die untere *Cheiloceras*-Stufe bezeichnend sind, so daß die sie einschließenden Schiefer petrographisch und faunistisch vollkommen den Netherder Schiefern entsprechen.

Über diesen erhebt sich eine Folge von 60 m mächtigen roten bis grauen Flaserkalken. Sie werden insgesamt die Oberdevonstufen III—V vertreten. Durch Fossilien konnte allerdings bisher einzig und allein erst die hangende *Laevigites*-Stufe belegt werden, für die die von HENKE aus Lesesteinen östlich des Gehöfts „Zu Förde“ gewonnene Clymenienfauna bezeichnet ist. Der gleichen Stufe dürften auch die Kalkknotenschiefer von Niederhelden mit „Clymenien aus der Verwandtschaft der *Clymenia undulata* und *Clymenia striata*“ angehören, die jedoch von HENKE mit den Wocklumer Schichten DENCKMANNs parallelisiert wurden. Durch die genannten Faunenelemente ist jedenfalls keine Veranlassung zu dieser Altersdeutung gegeben.

Über der *Laevigites*-Stufe folgt transgredierend, teilweise auch über ältere Horizonte übergreifend, der Fossley, bestehend aus „Roten und Grünen Cypridinenschiefern“ mit Einlagerungen von zwei glimmerreichen Sandsteinhorizonten,

dem sog. Pönsandstein. Diese sandigen Sedimente stellen sich als ein zweifelloses Produkt der Alemannischen Insel und speziell des Siegerländer Blocks heraus, und Herr Prof. WEDEKIND teilte mir in liebenswürdiger Weise mündlich mit, daß er die Pönsandsteine geradezu als die sandigen Bildungen definieren werde, die zur Zeit des höheren Oberdevons von dem Siegerländer Block geliefert wurden und diesen rings umrahmen.

HENKE allerdings vertritt eine andere Auffassung hinsichtlich seiner „Roten und Grünen Cypridinenschiefer“. Er sieht sie als gleichaltig mit den Kraenzelkalken an und hält sie so lediglich für eine abweichende Faziesvertretung, eine Deutung, die sehr gezwungen erscheint angesichts der bisher im Rheinischen Gebirge gemachten Erfahrungen über derartige Fazieswechsel und anderseits über die Beständigkeit des Fossley-Horizontes. Hinzu tritt, daß im Gebiet der Attendorn-Elsper Doppelmulde beiderlei Bildungen, Clymenienkalk und Fossley-Schiefer, räumlich derart genähert sind, daß es unvorstellbar erscheint, wie sich auf so kurze Entfernung ein derart vollkommener und durchgreifender Fazieswechsel vollziehen könnte.

Eine Vertretung des obersten Oberdevons, der *Wocklumeria*-Stufe, bilden vielleicht graue bis dunkle kalkhaltige Tonschiefer mit gelegentlichen Einlagerungen von Grauwackensandsteinen, die manchenorts über den bunten Fossley-Schiefen aufgeschlossen sind.

Über diesen Bildungen folgt alsdann mit einer deutlichen Transgression der Kulm, an der Basis mit typischen Transgressionskonglomeraten, wie sie u. a. am Schadenberge zu beobachten sind.

So gelingt es also, das Attendorner Oberdevon zwanglos auf das Normalprofil des Sauerlandes zurückzuführen; die früher angenommenen Abweichungen sind lediglich scheinbarer Natur infolge irriger Auslegung der beobachteten Tatsachen.

Über die nordöstliche Umrandung der Siegerländer Halbinsel ist vorläufig nur sehr wenig bekannt; Cephalopodenkalke scheinen hier weithin zu fehlen. Jedoch konnten auf einigen Orientierungsexkursionen mehrfach, z. B. in der Umgegend von Biedenkopf und Laasphe, typische rote Fossley-Schiefer sowie glimmerreiche Pönsandsteine und Quarzite, diese charakteristischen Sedimentationsprodukte des Siegerländer Blockes, nachgewiesen werden.

Etwas genauere Daten liegen uns lediglich über die Bildungen des Rimberggebietes nordwestlich von Marburg vor, dessen geologische Verhältnisse sich LIEBER (L.-V. 96) zum Vorwurf einer allerdings infolge des Ablebens des Verfassers unvollendet gebliebenen Arbeit gewählt hatte. Über den sog. „Buchenauer Kalken“, die ich auf Grund meiner Vergleichsstudien in der Dillmulde im Anschluß an WEDEKIND jetzt dem oberen Mitteldevon zurechne, folgen in verschiedenen Aufschlüssen der Umgegend von Amönau grobklastische Bildungen, die von LIEBER als Tuffbreccie gedeutet wurden. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. WEDEKIND läßt sich jedoch diese Auffassung nicht mehr aufrecht erhalten, vielmehr vertritt dieser jetzt die auf mehreren gemeinsamen Exkursionen gewonnene Anschauung, daß hier ein echtes Konglomerat vorliegt, welches der Fossley-Transgression entspricht. Hinsichtlich der näheren Begründung dieser Ansicht kann ich auf eine kleine demnächst erscheinende Arbeit WEDEKINDS über diesen Gegenstand verweisen. Eine weitere Stütze erhält diese neuere Auslegung der sog. „Amönauer Tuffbreccie“ noch dadurch, daß in ihrem unmittelbar Hangenden stellenweise konglomeratistische Grauwackensandsteine auftreten, die den Pönsandsteinen entsprechen. Über diesen bzw. den diese gelegentlich durchbrechenden und überlagernden Diabasdecken setzen alsdann mit einer Transgression die Kieseliefer des Kulms auf.

Bessere Kenntnis besitzen wir von den oberdevonischen Ablagerungen im Südosten des Siegerländer Blockes in der Dillmulde. Aus eigener Anschauung bekannt sind mir die Aufschlüsse bei Bicken. In dem großen Steinbruche nördlich der von Bicken nach Offenbach führenden Straße sind unmittelbar über den Odershäuser Kalken Kellwasserkalke mit einer typischen Iδ-Fauna (*Crickites Holzapfeli* WDKD., *Gephyroceras bickense* WDKD. und *Manticoceras Drevermanni* WDKD.) zu beobachten, die vermutlich auf den genannten mitteldevonischen Horizont überschoben sind. Darüber folgen dickbankige, fossilarme Kramenzelkalke, die bisher noch keine Cephalopoden geliefert haben. Sie vertreten jedoch mit ziemlicher Sicherheit die Oberdevonstufen II und III, da in ihrem Hangenden Kramenzelkalke auftreten, die sich durch eine typische Fauna der *Postprolobites*-Schichten (Stufe IV) auszeichnen. Unter dem Material, das das Geologische Institut Marburg, zum Teil aus den Auf-

sammlungen Herrn Prof. WEDEKINDS von hier besitzt, konnte ich folgende Formen bestimmen:

- Sporadoceras Muensteri* v. B. sp.
Postprolobites Yakowlewi WDKD.
Postprolobites medius WDKD.
Platyclymenia bicostata WDKD.
 " *protacta* WDKD.
 " *intracostata* FRECH sp.
 " *Ruedemanni* WDKD.
 " *Quenstedti* WDKD.

Es folgt darüber die *Laevigites*-Stufe, aus der mir bisher folgende bezeichnende Fauna bekannt ist:

- Imitoceras Stillei* WDKD. sp.
Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD.
Laevigites Hoevelensis WDKD.
Laevigites laevigatus MSTR. red. WDKD.
Oxyclymenia undulata MSTR. red. WDKD.
Oxyclymenia subundulata WDKD.
Gonioclymenia speciosa MSTR. red. WDKD.

Oberhalb der *Laevigites*-Stufe findet dann durch Zunahme des Tonmaterials eine allmähliche Auflösung der Kramenzelkalke in Kalkknotenschiefer statt, d. h. vorwiegend grüne Tonschiefer mit Einlagerungen von tiefblau oder schmutzig graugrün gefärbten und häufig etwas dolomitischen Kalkknollen. Außerdem ist diesen Schichten ein ziemlich bedeutender Eisengehalt eigen, der häufig zu Scherben und Nestern manganführenden Brauneisensteins angereichert ist. An Cephalopoden beobachtete ich in diesen Bildungen bisher die nachfolgend aufgezählten Arten:

- Imitoceras Gürichi* FRECH sp.
Imitoceras Denckmanni WDKD. sp.
Gattendorfia subinvoluta MSTR. em. SCHDWF.
Cyrtoclymenia angustiseptata MSTR. red. SCHDWF.
Kalloclymenia subarmata MSTR. sp.

Diese Fauna sowie auch die geschilderte petrographische Ausbildung der Schichten lehrt uns, daß wir es hier mit einer Vertretung der *Gattendorfia*-Stufe (VI) von Gattendorf zu tun haben. Die vollkommene Übereinstimmung der beiderlei Bildungen ist überraschend.

Oberhalb dieser Basalschichten der *Gattendorfia*-Stufe ist dann in dem großen Steinbruche die Schichtenfolge durch eine Überschiebung des Ballersbacher Kalkes unter-

brochen; in einem kleinen unweit davon gelegenen zweiten Steinbruche treten jedoch über den geschilderten Bänken milde, gelbgrüne Tonschiefer auf, die in jeder Beziehung den Schiefern gleichen, wie sie sich im Hangenden der entsprechenden Schichten von Gattendorf finden. In einer Entfernung von wenigen hundert Metern abseits konnten alsdann typisch rot und grün gefärbte Fossley-Schiefer mit Einlagerungen von Pönsandsteinen beobachtet werden. Einem höheren Horizont, also der *Wocklumeria*-Stufe, gehören die im Hangenden auftretenden Deckdiabase und -schalsteine an. Vielleicht sind außerdem gleichfalls noch hierher zu rechnen dunkel gefärbte Schiefer, die petrographisch große Ähnlichkeit mit den Wocklumer Schiefern von Padberg und Messinghausen im Sauerlande besitzen. Darüber folgen dann in transgredierender Lagerung die Kiesel-schiefer des Kulms.

Das Bickener Profil beansprucht insofern eine besondere Beachtung, als es eines der wenigen bisher bekannten im Bereich des Rheinischen Gebirges ist, in dem eine vollständige Schichtenfolge des höheren Oberdevons vorliegt. Infolge seiner Lage im Kern einer Mulde folgt hier die *Gattendorfia*-Stufe in konkordantem Anschluß auf die *Laevigites*-Schichten, und die sonst allgemein verbreitete Erscheinung der Fossley-Transgression hat dieses Gebiet nicht betroffen.

In seiner Ausbildung nahe an das soeben behandelte Vorkommen anschließend ist das Oberdevon in der Umgegend von Oberscheld und Dillenburg. Wenn die dortigen Schichtenfolgen auch im einzelnen noch nicht genauer untersucht sind, so lassen doch die Kartierungsergebnisse KAYSERS (L.-V. 84) bereits erkennen, daß sich das Oberdevon auch hier zur Hauptsache aus cephalopodenführenden Kramenzelkalken zusammensetzt, denen, aller Wahrscheinlichkeit nach mit einer Transgression, bunte Fossley-Schiefer sowie dünnplattige Pönsandsteine und Quarzite auflagern. Außerdem finden sich im Hangenden wieder die Deckschalstein- und Deckdiabasbildungen.

Nur innerhalb der *Manticoceras*-Stufe scheinen geringe Abweichungen zu bestehen, insofern nämlich, als zwischen Donsbach und Haiger flinzähnliche cephalopodenfreie Plattenkalke und anderenorts dunkelgrau bis schwarz gefärbte Tonschiefer hervortreten, die von KAYSER dem liegendsten Oberdevon zugezählt wurden. Im übrigen ist die *Manticoceras*-

Stufe hier bemerkenswert durch die an ihrer Basis in den Oberschelder und Dillenburger Gruben aufgefundene reiche Pharciceraten-Fauna.

Von den höheren Oberdevonstufen sind nach den im Marburger Institut befindlichen Fossilsuiten in der Umgegend von Oberscheld die Stufen II—IV einschließlich nachweisbar. Das reichste Material haben die von DREVERMANN vor Jahren auf dem SeBacker (im folgenden als „S.“ abgekürzt) ausgeführten Schürfe ergeben, eine kleine ergänzende Fauna liegt mir weiterhin von der 100-m-Sohle der Grube Prinz-kessel („Pr.“ vor⁴). Da die Oberschelder Cephalopodenfaunen, abgesehen von der der *Manticoceras*-Stufe, noch nicht genauer bekannt sind, teile ich im folgenden die Liste meiner Bestimmungen mit:

Cheiloceras-Stufe (II).

- Cheiloceras subpartitum* MSTR. sp. (S.)
 „ *Verneuili* MSTR. sp. (S.)
 „ *globosum* MSTR. em. SCHDWF. (S.)
 „ sp. sp. (S.)

Prolobites-Stufe (III).

- Pseudoclymenia Sandbergeri* GÜMB. sp. (S.)
Pseudoclymenia Weissi WDKD. (S.)
Sporadoceras discoidale WDKD. (S.)
Sporadoceras Muensteri v. B. sp. (S.)
Prolobites delphinus SDBG. sp. (S.)
Rectoclymenia Roemeri WDKD. (S.)
Rectoclymenia Kayseri DREV. sp. (S.)
Cyrtoclymenia involuta WDKD. sp. (S.)
Varioclymenia Pompeckji WDKD. (S.)
Platyclymenia Sandbergeri WDKD. (S.)
Platyclymenia Wedekindi SCHDWF. (S.)

Postprolobites-Stufe (IV).

- Sporadoceras spirale* WDKD. (S., Pr.)
Platyclymenia annulata MSTR. red. SCHDWF. (Pr.)
 „ *annulata* var. *densicosta* FRECH
 (Pr.)

⁴) Während der Korrektur gingen mir durch die Liebenswürdigkeit von Herrn R. RICHTER weitere Aufsammlungen aus der Grube Sandberg bei Oberscheld zu, die insofern eine Erweiterung der bisherigen Kenntnis liefern, als sich darunter, abgesehen von den Faunen II—IV, auch Vertreter der Oberdevonstufe V (*Cymaclymenia cordata* WDKD., *Oxyclymenia undulata* MSTR. red. WDKD.) gefunden haben.

<i>Platyclymenia</i>	<i>valida</i>	PHILL. sp. (S.)
"	<i>protacta</i>	WDKD. (S.)
"	<i>intracostata</i>	FRECH sp. (Pr.)
"	<i>Quenstedti</i>	WDKD. (Pr.)
"	<i>Ruedemanni</i>	WDKD. (Pr.)

Ein weiterer Fundpunkt oberdevonischer Cephalopoden ist bei Langenabach auf dem Blatte Dillenburg gelegen. Die hier auftretenden Goniatiten- und Clymenienkalke liegen allerdings auf sekundärer Lagerstätte, und diese Erscheinungsweise wurde von FR. DREVERMANN (L.-V. 35), dem Bearbeiter dieser Vorkommen, durch eruptive Vorgänge erklärt, so daß hier von einer Tuffbreccie gesprochen wurde. Da infolge der großen Fortschritte der Goniatiten- und Clymeniensystematik innerhalb des letzten Jahrzehnts eine Revision der diesbezüglichen Bestimmungen DREVERMANNs erwünscht schien, habe ich eine solche auf Grund von dessen Originalmaterial durchgeführt. Um einwandfreie Vergleiche über die Verbreitung der Faunen und ihrer einzelnen Komponenten zu ermöglichen, teile ich im folgenden meine Revisionsbestimmungen der im höheren Oberdevon von Langenabach auftretenden Formen⁵⁾ mit:

Cheiloceras-Stufe (II).

Pseudoclymenia planidorsata MSTR. sp.

Cheiloceras subpartitum MSTR. sp.

" *Verneuili* MSTR. sp.

" cf. *Pompeckji* WDKD.

" *circumflexum* SDBG. sp.

" *planilobus* SDBG. sp.

" (?) *acutum* SDBG. sp.

Prolobites-Stufe (III).

Pseudoclymenia Drevermanni BORN sp.

Sporadoceras Muensteri v. B. sp.

⁵⁾ Nach Abschluß des Manuskripts erhielt ich durch gütige Vermittlung von Herrn WEDEKIND eine durch Herrn DENCKMANN aufgesammelte sehr reichhaltige Suite von Langenabacher Fossilien zur Durchsicht. In einigen Punkten ergab die von Herrn WEDEKIND und mir durchgeführte Bestimmung Ergänzungen zu der bisher vorliegenden Cephalopodenfauna, die mit freundlicher Erlaubnis von Herrn DENCKMANN oben gleichfalls Aufnahme finden konnten. Über die sich aus den Faunen ergebenden Folgerungen enthalte ich mich eines weiteren Urteils, da darüber im Zusammenhang mit seinen Geländeuntersuchungen eingehende Mitteilungen von seiten Herrn DENCKMANNs zu erwarten sind.

- Sporadoceras contiguum* MSTR. sp.
Dimeroceras mamilliferum SDBG. sp.
Prolobites delphinus SDBG. sp.
Rectoclymenia Kayseri DREV. sp.
Cyrtoclymenia involuta WDKD. sp.
Genuclymenia Frechi WDKD.
 " *discoidalis* WDKD.
 " *Lotzi* WDKD.
 " *hexagona* WDKD.
Varioclymenia Pompeckji WDKD.

Postprolobites-Stufe (IV).

- Postprolobites Yakowlewi* WDKD.
 " *medius* WDKD.
 " *Frechi* WDKD.
Platyclymenia annulata MSTR. red. SCHDWF.
 " *annulata* var. *densicosta* FRECH
 " *valida* PHILL. sp.
 " *bisulcata* SCHDWF.
 " *protacta* WDKD.
 " *Quenstedti* WDKD.
 " *Ruedemanni* WDKD.
 " *intracostata* FRECH sp.

Laevigites-Stufe (V).

- Sporadoceras Wedekindi* SCHDWF.
Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD.
 " *cordata* WDKD.
 " *ornata* MSTR. sp.
Laevigites Hoevelensis WDKD.
Laevigites laevigatus MSTR. red. WDKD.
Oxyclymenia undulata MSTR. red. WDKD.
 " *subundulata* WDKD.
 " *bisulcata* MSTR. sp.
Gonioclymenia cf. *subcarinata* MSTR. em. WDKD.
Schizoclymenia Drevermanni SCHDWF.

Gattendorfia-Stufe (VI).

- Imitoceras Gürichi* FRECH sp.
 " *intermedium* SCHDWF.
 " *Denckmanni* WDKD. sp.
Postprolobites varicosus SCHDWF.
Postprolobites nov. sp.
Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD.

- Cymaclymenia ornata* MSTR. sp.
Oxyclymenia linearis MSTR. sp.
 " *bisulcata* MSTR. sp.
 " *lophos* DENCKM. mschr.
Kalloclymenia subarmata MSTR. sp.
Kalloclymenia quadrata SCHDWF.

Von der größten Wichtigkeit für die Erkenntnis des Bildungsbereiches der oberdevonischen Ablagerungen in der Dillmulde sind die von KAYSER a. a. O. des näheren bekannt gemachten Vorkommen von Iberger Kalk an der Basis des Oberdevons auf den Blättern Dillenburg und Herborn. Es ist dies ein Korallenriff, das sich aus der Umgebung von Langenaubach nach Erdbach und bis über Breitscheid hinaus erstreckt und uns unmittelbar den Südostrand der Siegerländer Halbinsel erkennen läßt. In zweiter Linie sprechen alsdann für die nächste Nähe der Alemannischen Landmasse die überall im Dillgebiet weit verbreiteten Pönsandsteine mit ihren gelegentlichen Einlagerungen von Landpflanzenresten.

Im Südosten schließen sich an das soeben behandelte Gebiet die Oberdevonbildungen der Lahnmulde an, mit deren Untersuchung sich HOLZAPFEL (L.-V. 72) und in neuerer Zeit AHLBURG (L.-V. 1) befaßt haben. Die Aufhellung des dortigen Oberdevonprofils ist jedoch immer noch in den ersten Anfängen stecken geblieben, so daß sich vorläufig nichts Abschließendes darüber angeben läßt. Immerhin kann man aber bereits nach den Mitteilungen der beiden genannten Autoren, die ich in wünschenswerter Weise durch einige im Besitz des Marburger Instituts befindliche Cephalopodenfunde zu ergänzen in der Lage bin, vermuten, daß auch hier dem Oberdevon eine ganz entsprechende Gliederung wie im übrigen Rheinischen Gebirge zukommt.

Über einem Roteisensteinhorizont, der von AHLBURG in das obere Mitteldevon gestellt wird, möglicherweise aber auch hier in Übereinstimmung mit den Verhältnissen in der Dillmulde bereits zum Oberdevon gehören mag, finden sich typische Vertreter der *Manticoceras*-Stufe, und zwar kommen in wechselnder Fazies einerseits Rifffalke sowie die in naher Beziehung zu diesen stehenden „Braunfelser Kalke“, und auf der anderen Seite die Adorfer Plattenkalke und Kellwasserkalke mit einer Goniatitenfauna der Zone Iß bei Weilburg vor.

Weitere Cephalopodenhorizonte finden sich innerhalb des höheren Oberdevons der Lahnmulde in der *Prolobites*-Stufe, wie durch ein mir vorliegendes Exemplar von *Prolobites delphinus* SDBG. aus roten Knollenkalken der Obermühle im Biebertal angezeigt wird, und fernerhin in der *Postprolobites*- und der *Laevigites*-Stufe. Die *Postprolobites*-Stufe ist als dunkel gefärbter Schiefer mit ebensolchen Kalkknollen ausgebildet, die bei Kirschhofen unfern Weilburg eine kleine typische Fauna geliefert haben. Diese besteht nach Untersuchung einer von hier stammenden, im Marburger Institut aufbewahrten Suite aus folgenden Arten:

- Sporadoceras spirale* WDKD.
- Platyclymenia Richteri* WDKD.
- „ *Ruedemanni* WDKD.
- „ *Quenstedti* WDKD.
- „ *Quenstedti* var. *crassa* SCHDWF.
- „ *crassa* SCHDWF.

Der *Laevigites*-Stufe gehört dann endlich ein mir vorliegendes Stück von *Oxyclymenia subundulata* WDKD. aus der Grube Wilhelm bei Limburg an. Wie mir einige weitere in Marburg befindliche Stücke wahrscheinlich machen, kommen die *Postprolobites*-*Platyclymenia*-Stufe sowie die *Laevigites*-Schichten gleichfalls im Biebertal vor, so daß hier eine vollständigere Serie von Cephalopodenschichten vorhanden wäre. In diesem Gebiet würde demgemäß auch mit weitergehenden Gliederungsversuchen anzusetzen sein.

Andernorts werden dann die Cephalopodenhorizonte einzeln oder auch in ihrer Gesamtheit, vorausgesetzt, daß die Angaben AHLBURGS in diesem Punkt zutreffend sind, durch schiefrige Sedimente teils mit Einlagerungen von Adinolen und Kieselschiefern ersetzt. Diese Schiefer treten stellenweise im unmittelbar Hangenden der *Manticoceras*-Stufe auf und bilden somit ein Äquivalent der *Cheiloceras*-Stufe, reichen aber in den Profilen, wo Cephalopoden-Ablagerungen fehlen, noch höher hinauf. Im Hangenden der *Laevigites*-Stufe finden sich alsdann rote glimmerreiche Fossley-Schiefer, und zwar, wie bereits HOLZAPFEL als wahrscheinlich annahm, in transgredierender Lagerung. In noch höherem Horizont lagert ein mehr oder minder mächtiges Lager von Deckdiabas, der vielleicht bereits der *Wocklumertia*-Stufe angehören könnte. Mit einer Transgression folgen darüber die Kieselschiefer des Kulms.

Aus den vorstehenden Betrachtungen ergibt sich, was man nach den bisherigen Darstellungen HOLZAPFELS und AHLBURGS nicht ohne weiteres hätte annehmen können, daß sich das Oberdevon der Lahnmulde hinsichtlich seiner Ausbildung nahe an die des Sauerlandes sowie des Rheinischen Gebirges allgemein anschließt.

Von größtem Interesse sind nun aber für unsere Ziele die deutlich erkennbaren faziellen Abweichungen, die zwischen den oberdevonischen Bildungen im Nordwesten gegenüber denen im Südosten der Lahnmulde zum Ausdruck kommen. Die Lahnmulde, oder richtiger das Lahnmulden-system wird nämlich der Länge nach von einem Riffkalkzuge durchzogen, der etwa durch die Punkte Braunfels, Wetzlar, Biebertal bezeichnet wird und eine Korallenansiedlung um eine langgestreckte Insel oder einen submarinen Diabasberg innerhalb des ehemaligen Meeresbeckens darstellt.

Die nordwestlich bzw. südöstlich von diesem Kalkzuge gelegenen Oberdevonvorkommen zeigen nun eine bemerkenswerte Verschiedenheit in ihrer faziellen Entwicklung, die, kurz gesagt, darin besteht, daß in dem nördlichen Gebiet, z. B. bei Weilburg, Kalke eine relativ erhebliche Rolle spielen, während sie im Süden gänzlich zurücktreten und durch eine vorwiegend schiefrige Entwicklung ersetzt werden. Weitere Unterschiede bestehen alsdann in dem Charakter der beiderlei, nördlichen bzw. südlichen, Schieferbildungen selbst. Im Norden des Kalkzuges sind diese nämlich außerordentlich zart, feinschiefrig und von grünlicher bis blutroter Farbe, im Süden dagegen finden sich an deren Stelle dunkle bis schwarze, meist sandige und vielfach glimmerreiche Tonschiefer. Die Altersgleichheit dieser verschiedenartigen Bildungen ist nach AHLBURG durch die häufig zu beobachtende Wechsellagerung beider einwandfrei bewiesen.

Suchen wir nun das gesammelte Tatsachenmaterial zu paläogeographischen Schlußfolgerungen auszuwerten, so ergibt sich aus den stratigraphischen Daten, daß sich im Südosten der Lahnmulde eine Landmasse befunden haben muß, die die schiefrigen und sandigen Materialien zu den dort auftretenden Oberdevonsedimenten lieferte. Da weiterhin im Nordwesten die Grenze der Siegerländer Halbinsel verläuft, so kommt als Bildungsbereich des Oberdevons im Dill- und Lahnggebiet lediglich ein schmaler Meeresarm in Betracht, der nach Süden hin in die Alemannische Insel

hineingreift. Herr Prof. WEDEKIND teilte mir liebenswürdigst mit, daß er für die Zeit des Mitteldevons zu der Auffassung einer ganz ähnlichen Meereskonfiguration gelangt sei, und daß er den erwähnten Meeresarm als „Hessische Bucht“ bezeichnen werde.

Nachtrag.

Nach dem Abschluß meiner Niederschrift übergab mir Herr WEDEKIND seine neuere Arbeit „Über die Ausbildung des Oberdevons in der Umrandung des Siegerländer Blockes“ (L.-V. 148), zu der an dieser Stelle, da sie den gleichen Gegenstand wie hier behandelt, mit einigen Worten Stellung genommen werden soll.

Zunächst will ich hervorheben, daß manche der in dieser Studie ausgesprochenen Anschauungen bereits im vorstehenden Berücksichtigung finden konnte, da zwischen uns früher auf gemeinsamen Exkursionen und auch anderweitig schon mancherlei Besprechungen über den in Rede stehenden Gegenstand gepflogen wurden. So ist auch in meiner Darstellung der Begriff „Fossley“ in stratigraphischem Sinn als Bezeichnung eines bestimmten Horizontes und nicht lediglich als Ausdruck der betreffenden Fazies angewandt worden, eine Fassung, die auf die Anregung WEDEKINDS zurückzuführen ist.

Nicht durchgeführt ist jedoch in meiner Arbeit die strenge Unterscheidung von Fossley-Schiefern und Pönsandsteinen, die nach der jetzigen Auffassung WEDEKINDS Sedimente durchaus verschiedener Herkunft und verschiedenen Alters sind, und zwar wird von diesem Autor als Fossley nunmehr nur die Folge von roten Schiefen im Hangenden der *Laevigites*-Stufe bezeichnet, deren Sedimentmaterial auf den Nordatlantischen Kontinent zurückgeführt werden kann. Der Begriff der Pönsandsteine wird dagegen ganz auf die Bildungen beschränkt, die oberhalb des Fossleys in der unmittelbaren Umrahmung der Siegerländer Halbinsel auftreten. Ihrem Alter nach werden sie mit den Wocklumer Schichten des nördlichen Sauerlandes gleichgesetzt.

Ein solcher scharfer Unterschied ist, wie gesagt, in meiner Darstellung nicht gemacht worden, da z. B. in der Attendorn-Elsper Doppelmulde die typischen roten Fossley-Schiefer im Hangenden der *Laevigites*-Stufe mit Pönsandsteinschichten wechsellagern und ebenso auch dem Fossley des Kellerwaldes (Aschkuppe), der Dillmulde (Bicken) und

anderer Gegenden Sandsteinbänke eingelagert sind. Ich neigte daher zu der Anschauung, daß beide Landmassen, sowohl der Nordatlantische Kontinent als auch die Alemannische Insel, zu Zeiten verschieden stark wirkender Denudation zur Lieferung von Material zu Fossley-Schiefen einerseits und Pönsandsteinen andererseits geeignet waren, und daß beide Bildungen im großen und ganzen gleichaltrig sind.

Eine Einfügung des Fossleys und der Pönsandsteine in das nach Cephalopoden gegliederte Oberdevonprofil ist zurzeit noch nicht mit der nötigen Sicherheit möglich. An der Basis des Fossleys bzw. fossleyähnlicher Bildungen und unmittelbar Hangenden der *Laevigites*-Stufe lagert, wie ich bei Bicken bzw. Hof in Oberfranken nachweisen konnte (L.-V. 123 und 124), eine wenig mächtige Kalkbank mit einer überaus charakteristischen Fauna, die gegenüber der der liegenden *Laevigites*-Stufe und der hangenden *Wocklumeria*-Stufe durchaus selbständig ist. An den meisten Lokalitäten des Rheinischen Gebirges ist diese fossilführende Basalschicht von der Fossley-Transgression verschlungen worden.

Da nun der Fossley das normale Liegende der Wocklumer Schichten bildet, habe ich die tiefe, durch eine Fauna charakterisierte Kalkbank mit den überlagernden Fossley-Schiefen nach der bezeichnenden Gattung *Gattendorfia* zu der *Gattendorfia*-Stufe zusammengefaßt. Die Pönsandsteine in dem etwas weiteren Sinn fasse ich, soweit sie in die Fossley-Schiefer eingelagert sind, gleichfalls als ein Glied der *Gattendorfia*-Stufe auf. Mit ihren hangenden Partien wird man jedoch nunmehr im Anschluß an WEDEKIND die Pönsandsteine in die *Wocklumeria*-Stufe versetzen und da als eine Vertretung der manchenorts fehlenden fossilführenden und kalkigen Wocklumer Schichten auffassen müssen.

b) Ostthüringen, Sächsisches Vogtland und Oberfranken.

Die Nordküste der Alemannischen Insel haben wir im Gebiet der südlichen Lahnmulde verlassen und wenden uns nun weiterhin den Bildungen zu, die an ihrem Nordrand in dem oben näher begrenzten Bereich zur Ausbildung gelangten. Zweifelloste alte Landmassen liegen uns im Fichtelgebirge, dem Münchberger Gneismassiv⁶⁾, dem Erz- sowie wahrscheinlich dem sächsischen Granulitgebirge vor, und diese stehen vermutlich mit den bisher betrachteten westlicheren Landteilen der Alemannischen Insel in unmittel-

⁶⁾ Vgl. die Erläuterungen zu Taf. VI (S. 215).

barem Zusammenhang. Wegen des Mangels an Aufschlüssen ist die Nordgrenze des verbindenden Landstreifens nicht im einzelnen anzugeben, sie dürfte sich indessen mit ziemlicher Sicherheit nördlich der Mainlinie unterhalb der mesozoischen Schichtenbedeckung Frankens erstrecken. Erst im ostthüringischen Gebiet läßt sich die Umrandung der Alemannischen Insel wieder mit einiger Sicherheit feststellen.

Von größerer Wichtigkeit wird hier, gewissermaßen als Normalprofil, die Ausbildung des Oberdevons von Saalfeld. Die neuesten Mitteilungen über die „klassischen“ Aufschlüsse des Bohlen⁷⁾ sowie der Umgegend von Saalfeld überhaupt, besitzen wir aus der Feder ZIMMERMANN'S (L.-V. 153, S. 34 ff.). Das Oberdevon hat hier eine petrographische Einteilung in eine Unterstufe von vorwiegenden Schiefern, eine Mittelstufe von Knotenkalken und eine Oberstufe, bestehend aus Kalkknotenschiefern mit Einlagerungen von zwei Quarzitbänken erfahren. In welcher Weise sich diese Abteilungen in das nach Cephalopoden gegliederte Profil des Oberdevons einfügen, darüber gibt uns ZIMMERMANN keinen Aufschluß, und auch seine nicht immer modernen Fossilbestimmungen lassen keinerlei Vermutungen darüber zu.

Um einigermaßen Klarheit über diese Frage zu gewinnen — soweit das bei den stark gestörten Lagerungsverhältnissen des Saalfelder Oberdevons und dem seltenen Vorkommen sowie der schlechten Erhaltung der Fossilien in kurzer Zeit überhaupt möglich ist — besuchte ich wiederholt die in Frage kommenden Saalfelder Profile und machte daselbst eigene Aufsammlungen. In wesentlicher Weise wurden diese ergänzt⁸⁾ durch die Sammlungen des Saalfelder Lokalsammlers, Herrn H. MEYER, der die Liebenswürdigkeit hatte, mir sein gesamtes Material zur Bestimmung zu überlassen. Auf Grund dieser Untersuchungen bin ich zu einer vorläufigen Auffassung des Saalfelder Oberdevonprofils gelangt, wie ich sie in der Übersichtstabelle über die Ausbildung des mitteleuropäischen Oberdevons niedergelegt habe. Von mir im Gange befindliche weitergehende Untersuchungen über das Saalfelder Oberdevon habe ich

⁷⁾ Inzwischen erschien über diesen Gegenstand eine kleine, recht beachtenswerte Arbeit von H. MEYER, „Der Bohlen bei Saalfeld i. Th.“ Saalfeld 1920.

⁸⁾ Zu einigen weiteren Nachträgen gab eine spätere liebenswürdige Zusendung von Herrn v. SEIDLITZ aus den Materialien des Geologischen Instituts Jena Anlaß.

abgebrochen, da mir bekannt wurde, daß eine spezielle Bearbeitung dieses Gegenstandes von seiten des Göttinger Geologischen Institutes beabsichtigt ist. Aus demselben Grunde kann ich auch hier auf eine eingehende Beschreibung der Saalfelder Verhältnisse Verzicht leisten, möchte jedoch im folgenden in Kürze meine bisherigen Resultate zusammenfassen.

Für die Deutung des Saalfelder Oberdevonprofils ist als grundlegend die Bestimmung der in ihm aufgefundenen Cephalopoden anzusehen, und ich schicke daher hier eine Liste der mir bisher bekanntgewordenen Ammonoitenfaunen voraus:

Postprolobites-Stufe (IV).

- Sporadoceras Muensteri* v. B. sp.
 " *Wedekindi* SCHDWF.
 " *spirale* WDKD.
 " *rotundolobatum* SCHDWF. msch.
Postprolobites Yakowlewi WDKD.
 " *medius* WDKD.
 " *Frechi* WDKD.
Platyclymenia annulata MSTR. red. SCHDWF.
 " *intracostata* FRECH sp.
 " *Quenstedti* WDKD.
 " *Ruedemanni* WDKD.

Laevigites-Stufe (V).

- Tornoceras Escoti* FRECH
Sporadoceras orbiculare MSTR. em. SCHDWF.
 " cf. *spirale* WDKD.
 " *Wedekindi* SCHDWF.
Wedekindoceras cucullatum v. B. sp.
Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD.
Cymaclymenia cordata WDKD.
Biloclymenia laevis RICHT. em. SCHDWF. msch.
Laevigites Hoevelensis WDKD.
Laevigites laevigatus MSTR. red. WDKD.
Oxyclymenia undulata MSTR. red. WDKD.
Oxyclymenia bisulcata MSTR. sp.
Costaclymenia binodosa MSTR. sp.
Gonioclymenia speciosa MSTR. red. WDKD.
Sphenoclymenia intermedia MSTR. sp.

Gattendorfia-Stufe (VI).

- Imitoceras quadripartitum* MSTR. em. SCHDWF.
 " *intermedium* SCHDWF.
 " *Denckmanni* WDKD. sp.

Gattendorfia sphaeroides RICHT. em. SCHDWF. mscr.

Cyrtoclymenia angustiseptata MSTR. red. SCHDWF.

Cyrtoclymenia plicata MSTR. sp.

Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD.

Oxyclymenia bisulcata MSTR. sp.

Kalloclymenia subarmata MSTR. sp.

Daraus geht hervor, daß die ältesten Ammoneen aus der Umgegend von Saalfeld, soweit bisher bekannt, der *Postprolobites*-Stufe angehören. Sie entstammen einem nur 10 cm mächtigen Bänkchen roten Kalkknotenschiefers, der besonders fossilreich in dem STEINERTSchen Steinbruch gegenüber der Bohlenwand aufgeschlossen ist und gerade die Grenze der „Mittel“- und „Oberstufe“ ZIMMERMANNs bezeichnet. Auf diese Schicht und ihren Fossilinhalt beziehen sich die Ausführungen BORNS (L.V. 14), deren Unhaltbarkeit ich bereits früher (L.-V. 122, S. 34) gezeigt habe. Die untere Partie der nun folgenden Kalkknotenschiefer führt in dem genannten Steinbruche noch *Postprolobites Yakowlew*, *Platyclymenia annulata*, *Platycl. intracostata* usw. und gehört mithin gleichfalls der *Postprolobites*-Stufe an.

In ihren hangenderen Teilen unmittelbar im Liegenden der nun folgenden Quarzitbank führt die Abteilung der Kalkknotenschiefer jedoch eine typische Fauna der unteren *Laevigites*-Stufe. Über dem „Unteren Quarzit“ tritt alsdann die 16—19 m mächtige Schichtenfolge der „Unteren Kalkknotenschiefer“ hervor, die wiederum zwei verschiedene Stufen umfaßt. An ihrer Basis enthält sie *Laevigites laevigatus*, *Oxyclymenia undulata* u. a. Formen der oberen *Laevigites*-Stufe, in ihren höheren Horizonten dagegen die oben aufgeführte Fauna der *Gattendorfia*-Stufe. Darüber folgt abermals eine gegen 7—9 m starke Quarzitbank, der „Obere Quarzit“ ZIMMERMANNs, und den Abschluß bilden die „Oberen Kalkknotenschiefer“ mit etwa 5 m Mächtigkeit, die vielleicht bereits als Äquivalente der *Wocklumeria*-Stufe des Rheinischen Gebirges aufzufassen sind.

In dem unteren Teil des Saalfelder Oberdevons, der „Unter“- und „Mittelstufe“ ZIMMERMANNs, wo uns das Rüstzeug der Ammoneen fehlt, sind wir lediglich auf Vermutungen angewiesen. Einen gewissen Anhaltspunkt bietet ein charakteristisches Alaunschieferbänkchen als Grenzschicht der Unterstufe zur Mittelstufe, das ich im Anschluß an ZIMMERMANN (a. a. O., S. 37) mit einigem Vorbehalt als Äquivalent der Kellwasserkalke, also der Zone I b, ansehen zu dürfen glaube. In dessen Liegendem findet sich

zudem eine 0,35 m mächtige ungeflaserter Kalkbank, die einige Ähnlichkeit mit den Adorfer Plattenkalken besitzt. Die im Liegenden auftretenden Tonschiefer würden alsdann die untere *Manticoceras*-Stufe, die bis zu 100 m mächtigen Knotenkalke der Mittelstufe die *Cheiloceras*-, *Prolobites*- und vielleicht den unteren Teil der *Postprolobites*-Stufe vertreten.

Wiederholt stößt man in der Literatur (z. B. FRECH, L.-V. 44, S. 434) auf Angaben über *Manticoceras*-Schichten und -Formen von Saalfeld. Vorläufig muß ich jedoch diese Angaben in Zweifel ziehen, da alles, was mir bisher in den Sammlungen von diesem Fundpunkte unter der Bezeichnung „*Manticoceras intumescens*“ oder ähnlichen Namen entgegengetreten ist, diese Bestimmung zu Unrecht trug. Ebenso sind mir auch, wie oben bereits mitgeteilt, bisher keinerlei Vertreter der Stufen II und III bekannt geworden, alle Mitteilungen darüber in der Literatur müssen vorläufig als auf irrigen Fossilbestimmungen beruhend zurückgewiesen werden.

Überlagert wird das Saalfelder Oberdevon von den transgredierenden Alaunschiefern des Kulms. Daß auch im Bereich des ostthüringisch-oberfränkischen Gebietes der Kuhl allerorts in übergreifender Lagerung auftritt, wird bei Besprechung der Schleizer Verhältnisse noch des näheren zu erörtern sein.

Die Nähe festländischer Massen wird uns mit vollkommener Deutlichkeit durch die vorwiegend klastisch-schiefrige Ausbildung des Saalfelder Oberdevons angezeigt. Bemerkenswert ist, daß den höheren Teilen des Profiles zwei Quarzitbänke eingeschaltet sind, deren obere ihrem Niveau nach etwa den Pönsandsteinen in der Umrahmung der Siegerländer Halbinsel entspricht. Auch in dem ostthüringischen Gebiet kommt demnach in der Erscheinungsweise des höheren Oberdevons eine Periode stärkerer Denudation auf der Alemannischen Insel zum Ausdruck, die ihre zwangloseste Erklärung in der Annahme einer schwachen dieser Zeit vorausgehenden Faltung und Hebung der Kontinentalregionen findet.

Die Küstenlinie der Alemannischen Insel läßt sich in ihrem weiteren Verlaufe mit einiger Sicherheit verfolgen, wenn die südlich Saalfelds gelegenen ostthüringischen Oberdevonvorkommen zu Rate gezogen werden. Allerdings sind diese noch nicht im speziellen untersucht

worden, jedoch läßt sich namentlich aus ZIMMERMANN'S Kartenerläuterungen (L.-V. 152) manches für unsere Zwecke Brauchbare herauschälen.

Der Saalfelder Ausbildung des Oberdevons schließt sich nahe die des im Süden gelegenen Blattes Lehesten an. Auch hier lagern zu unterst über dem oberen Mitteldevon grünliche bis blauviolette Tonschiefer, im Hangenden mit einer dem Adorfer Plattenkalk ähnlichen Kalkbank und weiterhin dunklen Schiefern und Kalken von dem Charakter der Kellwasserkalke. Darüber folgt eine mittlere Knotenkalkstufe, und in deren Hangendem treten, ganz wie bei Saalfeld, Kalkknotenschiefer mit Quarziteinlagerungen auf. Die Kalkknotenschiefer bestehen aus dunkel blaugrau bis schwarzgrau gefärbten meist glimmerreichen Tonschiefern mit ebenfalls dunklen Kalkknollen von stark wechselnder Größe. Die Quarzitbänke, harte, derbe Quarzsandsteine, waren ursprünglich gleichfalls von dunkler Färbung, bleichen aber bei der Verwitterung allmählich aus. Meist sind sie auch sehr reichlich glimmerführend und können eine Mächtigkeit bis zu 15 m erreichen.

Die gleichen Quarzitbänke finden sich alsdann wieder bei Probstzella und zeigen uns auch hier die Küstennähe der Alemannischen Insel an. Eine etwas abweichende Ausbildung des Oberdevons liegt auf dem Blatte Lobenstein vor, wo es sich vorwiegend aus Diabasen, Diabasbreccien und -tuffen zusammensetzt. Daneben treten untergeordnet Schiefer und ganz vereinzelt Kalkvorkommen hervor.

Deutlich litorale Charaktere kommen alsdann wieder in der Entwicklung des Oberdevons von Hirschberg an der Saale und zwar besonders durch die konglomeratischen Bildungen zum Ausdruck, die sich hier in seinen hangenderen Teilen finden. Es sind das einmal Diabaskonglomerate mit wohl abgerundeten bis hühnereigroßen Diabasstücken und andererseits „granitführende bis granitreiche Konglomerate“ mit ausgezeichnet abgerollten Trümmern von feinkörnigen Graniten, Quarzporphyren und Quarziten, die nur von der Alemannischen Insel hierher verfrachtet sein können. Außerdem findet sich am Westrande des Blattes Hirschberg ein deutliches Riffkalkvorkommen, das sich ganz aus oberdevonischen Korallen und Stromatoporen zusammensetzt und ehemals an einer Untiefe in der Küstenregion zur Ausbildung gelangt sein wird. Im übrigen haben auch hier Diabastuffe und -breccien eine weite Ver-

breitung, und ebenso fehlen auch Cephalopodenkalke in der Umgegend von Hirschberg nicht. Über ihre Fauna ist bisher noch zu wenig bekannt, als daß sich deren genauere Stufenzugehörigkeit bestimmen ließe.

Transgredierend folgt alsdann auf das Oberdevon der Kulm in Gestalt von quarzitischen Sandsteinen und Grauwacken. Die liegenden Alaunschiefer scheinen überall im Bereiche des Blattes Hirschberg zu fehlen. Bereits ZIMMERMANN (L.-V. 152 [Blatt Hirschberg], S. 152) hob als auffällig für den Kulm „den sehr unregelmäßigen Grenzverlauf, mit dem er an alle Formationen vom Kambrium bis zum Oberdevon anstößt“ hervor, erklärte diese Sachlage jedoch als durch Verwerfungen hervorgerufen, da nirgends Transgressionskonglomerate nachzuweisen wären. Dazu ist zu bemerken, daß Konglomeratbildungen keineswegs als eine notwendige Begleiterscheinung von Transgressionen anzusehen sind, und daß sie häufig fehlen können. Angesichts der Tatsache jedoch, daß dem Kulm ganz allgemein eine übergreifende Lagerung zukommt, dürften sich auch die bei Hirschberg zu beobachtenden Verhältnisse bei weitem zwangloser durch die Annahme einer Transgression auslegen lassen.

Bildungen des offenen Meeres in größerer Landferne liegen uns alsdann in dem Oberdevon von Hof und des Frankenwaldes einerseits und der Gegend von Schleiz-Zeulenroda andererseits vor. Die stratigraphischen Verhältnisse des Oberdevons von Hof bilden den Gegenstand einer besonderen Arbeit (L.-V. 124) und bedürfen in diesem Zusammenhange keiner weiteren Erörterung. Desgleichen können hier die Oberdevonprofile des Frankenwaldes übergangen werden, da sie sich, wie namentlich meine Untersuchungen am Schübelhammer zeigten, derart nahe an die Ausbildung des Hofer Oberdevons anschließen, daß deren Schilderung lediglich auf eine Wiederholung der dort beschriebenen Verhältnisse herauskommen würde.

Besondere Erwähnung verdient jedoch das Oberdevon auf den Blättern Schleiz und Zeulenroda, da es mir gelungen ist, auch dieses Profil in das allgemein gültige Gliederungsschema WEDEKINDS einzuordnen. Des weiteren waren die Schleizer Verhältnisse für mich insofern von Interesse, als sich hier die Gelegenheit bot, im Bereich des fränkisch-thüringischen Oberdevons die Ausbildung eines Teiles der

Manticoceras-Stufe in der Cephalopodenfazies zu studieren, die ja im Hofer Gebiet durch korallen- und brachiopodenführende Schalsteine ersetzt ist. Die in der Umgegend von Schleiz gewonnenen Resultate werden an anderer Stelle unter ausführlicher Begründung eine eingehendere Beschreibung erfahren und seien hier nur auszugsweise wiedergegeben.

Über dem oberen Mitteldevon in Gestalt von Diabastuffen und tuffartigen Schiefern folgen im Nordosten von Schleiz die durch K. WALTHER (L.-V. 137, S. 270) des näheren beschriebenen oberdevonischen Diabastuffe von Kirschkau (Blatt Zeulenroda) mit Korallen (*Phillipsastraea*) und Brachiopoden (*Spirifer Verneuli* MURCH.), kurz mit der Fauna des Iberger Kalkes. Auf den alten Schachthalden von Pörmitz nördlich Schleiz sehen wir weiterhin Schalsteine gefördert, die sich durch die Führung von Cephalopoden (*Beloceras multilobatum* BEYR. sp. und *Manticoceras*-Arten) auszeichnen. Nach meiner Auffassung vertreten sie die *Manticoceras*-Stufe bis einschließlich der Zone Iγ.

Über den gleichen grobkörnigen Diabastuffen folgen nun in dem GEIPELSchen Steinbruche unmittelbar im Südwesten vor den Toren der Stadt Schleiz dunkle alaunschieferartige Tonschiefer mit \pm großen Kalkkonkretionen und darüber dickbankige, dunkle und häufig bituminöse Kalke, die bereits äußerlich große Ähnlichkeit mit den Kellwasserkalkbildungen des Oberharzes und des Rheinischen Gebirges aufweisen. ZIMMERMANN (L.-V. 154, S. 40) hingegen vergleicht sie mit den Adorfer Kalken. Entscheidend ist der Befund der Cephalopodenfauna. Meine Aufsammlungen und Bestimmungen ließen folgende Goniatitenformen in dem schwarzen Kalke von Schleiz erkennen:

- Gephyroceras bickense* WDKD.
- Manticoceras crassum* WDKD.
- Manticoceras* cf. *Drevermanni* WDKD.
- Beloceras multilobatum* BEYR. sp.
- Crickites acutus* SDBG. em. WDKD.
- Crickites Holzapfeli* WDKD.
- Tornoceras simplex* v. B. sp.
- Tornoceras auris* QUENST. sp.

Das ist die typische Fauna der Zone Iδ WEDEKINDS, der Bickener Kalke bzw. der Kellwasserkalkbildungen des Oberharzes. Einige Kilometer nördlich von Schleiz tritt der gleiche Horizont dann noch einmal in einem kleinen Steinbruch am Eulenbusch bei Öttersdorf (Blatt Pörmitz) mit

einer ganz entsprechenden Fauna hervor, die hier jedoch merkwürdigerweise an abweichende, rötlich gefärbte dolomitische Kalke gebunden ist.

Oberhalb der schwarzen Goniatitenkalke setzt in dem GRIEPELSchen Steinbruche eine gegen 10 m mächtige Folge heller gefärbter Knotenkalke auf, die an ihrer Basis spärliche Querschnitte vermutlich von Cheiloceraten erkennen lassen, sonst aber bisher keinerlei Cephalopoden geliefert haben. Der nächst höhere cephalopodenführende Oberdevon-horizont konnte erst in der Böschung des Zugangsweges zu dem genannten Aufschlusse beobachtet werden. Es ist dies eine geringmächtige Bank innerhalb eines etwa 3–4 m messenden Komplexes von dunkel blauschwarzen Kalkknotenschiefern, die eine individuenreiche Fauna folgender, vorläufig bestimmter Arten enthält:

- Imitoceras Gürichi* FRECH sp.
- „ *quadripartitum* MSTR. em. SCHDWF.
- „ *intermedium* SCHDWF.
- Sporadoceras Wedekindi* SCHDWF.
- Postprolobites varicosus* SCHDWF.
- Postprolobites* nov. sp.
- Cyrtoclymenia angustiseptata* MSTR. red. SCHDWF.
- Cyrtoclymenia plicata* MSTR. sp.
- Cymaclymenia striata* MSTR. red. WDKD.
- Cymaclymenia camerata* SCHDWF.
- Oxyclymenia linearis* MSTR. em. FRECH.
- Oxyclymenia bisulcata* MSTR. sp.
- Kalloclymenia quadrata* SCHDWF.

und somit der *Gattendorfia*-Stufe angehört. Die fossilarmen Knotenkalke im Liegenden bilden demnach Äquivalente der *Cheiloceras*—*Laevigites*-Stufe.

Die *Postprolobites*- und *Laevigites*-Stufe sind mir außerdem gleichfalls fossilführend noch aus dem bereits oben erwähnten Steinbruch des Eulenbusches bei Öttersdorf bekannt geworden. Vertreter der *Gattendorfia*-Stufe finden sich vielleicht ferner noch an der Kahlleite bei Öttersdorf, wie das von GEINITZ (L.-V. 53, Taf. XI, Fig. 6a—c) abgebildete Stück von *Sellaclymenia angulosa* MSTR. fide GÜMBEL (= *Goniatites planidorsatus* GEINITZ) zu beweisen scheint. Nach dem Hangenden zu schließt alsdann das Oberdevon mit blaugrauen oder grüngrauen Cypridinenschiefern und der sog. „Hangenden Diabasbreccie“ LIEBES ab.

Von größerem Interesse für die Erkenntnis der zwischen dem Oberdevon und dem Karbon Ostthüringens

obwaltenden Beziehungen wird ein jetzt stark verfallener Aufschluß an der Chaussee Schleiz-Auma auf dem Blatte Zeulenroda, nur etwa $2\frac{1}{2}$ km von der Nordostecke des Blattes Schleiz entfernt. ZIMMERMANN (a. a. O. S. 49) hat bereits eine eingehende Beschreibung des hier zu beobachtenden Profils gegeben, die ich nach meinen eigenen Untersuchungen nur bestätigen kann.

Über den Oberdevon-Schichten der *Gattendorfia*-Stufe mit *Imitoceras Gürichi* FRECH sp., *I. intermedium* SCHDWF., *Gattendorfia subinvoluta* MSTR. em. SCHDWF. u. a. m. folgt hier eine 0,7 m mächtige Tonschieferschicht, erfüllt mit kleinen runden bis ovalen Kalkkonkretionen. Daran schließt sich in etwa $1\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit dünngebankter Kohlenkalk an, der dann seinerseits von den Schiefen und Sandsteinen des Unterkulms überlagert wird.

Daraus ergibt sich einmal, daß auch im Gebiete Ostthüringens und Oberfrankens der Kulm ein jüngerer Lager als der Kohlenkalk einnimmt und vermutlich in vollkommener Übereinstimmung mit dem Kulm des Rheinischen Gebirges ein relativ junges, wahrscheinlich oberes Visé-Alter besitzt, wie das die neueren Untersuchungen in diesem Gebiet wahrscheinlich machen. Da aber nun andererseits in den genannten Aufschlüssen eine deutliche Lücke zwischen dem Oberdevon und dem Kohlenkalk zum Ausdruck kommt, ist umsomehr überall dem Kulm eine übergreifende Lagerung dort zuzuschreiben, wo dieser in unmittelbare Beziehungen zu dem Oberdevon tritt. Auf Blatt Schleiz sind dann zudem auch mehrerenorts an der Basis des Unterkulms Konglomerate entwickelt, die nur als Transgressionsbildungen gedeutet werden können.

Der wesentliche und für den weiteren Verfolg der paläogeographischen Verhältnisse wichtige Charakter der zuletzt beschriebenen Profile besteht darin, daß in ihnen das gesamte Oberdevon cephalopodenführend und zur Hauptsache in kalkiger Fazies auftritt, wodurch es sich als Bildung tieferen Meeres zu erkennen gibt.

Die übrigen Vorkommen des Sächsischen Vogtlandes sind kurz zu erledigen, da über ihre Schichtenfolge im einzelnen nur wenig bekannt ist und sie infolgedessen nicht geeignet sind, uns wesentliche Daten für die hier in Rede stehenden Zwecke zu liefern.

Eine Reihe von Aufschlüssen findet sich in der Umgegend von Plauen. Die Tiefstufe des Oberdevons ist

hier in der Iberger Korallen-Brachiopodenfazies der Plansch-witzer Tuffe ausgebildet. In deren Hangendem treten alsdann bei Ölsnitz und Marxgrün Kramenzelkalke mit einer Cephalopodenfauna auf, die nach der durch FRECH (L.-V. 51, S. 106) erfolgten Revision der GEINITZschen Originale etwa der der Oberdevonstufen III—V einschließlich entsprechen dürfte.

Ganz ähnliche Verhältnisse scheinen in der Umgegend von Zwickau obzuwalten. Soweit die spärlichen Angaben bei GEINITZ (L.-V. 53) erkennen lassen, finden sich auch hier an der Basis des Oberdevons Diabastuffe und -konglomerate, und bei Planitz tritt dann ein Kalklager hervor, das auf Grund der Fossilangaben FRECHS (a. a. O.) etwa die gleichen Stufen umfassen mag wie das von Marxgrün. Von Wichtigkeit erscheint es jedoch für unsere paläogeographischen Betrachtungen, daß nach einer Mitteilung von FR. KOSSMAT (L.-V. 88, S. 24) die Diabaskonglomerate von Ölsnitz und Zwickau wohlerhaltene Granitgerölle führen, die wir als sichere Indikatoren der Küstennähe der Alemannischen Insel ansehen können.

c) Übriges Mitteleuropa.

Bei einer weiteren Besprechung der mitteleuropäischen Oberdevon-Vorkommen sind zunächst die im Norden gelegenen Aufschlüsse des Harzes zu berücksichtigen, die keinerlei Beziehungen zu einer der bisher bekannten Kontinentalmassen erkennen lassen und somit Bildungen des zentraleren Meeres sind.

Unsere Kenntnis über das Auftreten cephalopodenführenden Oberdevons im Harzgebirge reicht in die Mitte des vorigen Jahrhunderts bis auf ROEMERS (L.-V. 118, 119) Arbeiten zurück. Weit länger bekannt sind jedoch bereits die Riffbildungen des Iberges bei Grund, die, soweit sie Goniatiten führen, nach WEDEKIND (L.-V. 142, S. 34) der Zone Iγ von Adorf entsprechen. Man hat sie sich um eine Untiefe bzw. eine submarine Erhebung entstanden zu denken. In späterer Zeit erstanden alsdann wertvolle Bearbeitungen des Oberdevons durch KOCH (L.-V. 86), BEUSHAUSEN (L.-V. 9—11) und DENCKMANN (L.-V. 10, 11), sowie neuerdings durch die Untersuchungen BORNS (L.-V. 13) im Äketale bei Schulenberg (Oberharz).

An dieser letzteren Lokalität setzt sich das Oberdevon zu unterst über den mitteldevonischen Stringocephalkalken aus Büdesheimer Schieferen und darüber aus Platten-

kalken zusammen, denen zwei dunkle Kellwasserkalkhorizonte eingelagert sind. Die Fauna der Plattenkalke gehört nach der von mir vorgenommenen Revision der Bornschen Goniatischenbestimmungen der Zone I γ an, und auf diesen Horizont dürften gleichfalls, etwas abweichend von dem sonst zu beobachtenden Verhalten, die beiden Kellwasserkalkbänke entfallen. Jedoch scheinen auch Äquivalente der hangenden Zone I δ im Äketale nicht zu fehlen, wie mir der von BORN (a. a. O., S. 613, Taf. XXI, Fig. 8) als *Gephyroceras* nov. sp. beschriebene Goniatit zu beweisen scheint, der nach Abbildung und Beschreibung („gerade Anwachs-linien“ mit Externsinus) ein zweifelloses *Crickites* ist. Ebenso liegt mir auch aus den Kellwasserkalken von Altenau im Oberharz ein unzweifelhaftes *Crickites Holzapfeli* WDKD. vor, das mir anzeigt, daß auch hier, wenigstens in den hangendsten Bänken der Kellwasserkalkfazies Äquivalente der Zone I δ von Martenberg und Bicken vertreten sind.

Im Äketale folgen alsdann über der *Manticoceras*-Stufe Kramenzelkalke der *Cheiloceras*-Schichten, die sich vermutlich auch hier in einen unteren Horizont mit *Cheiloceras subpartitum* MSTR. sp. und einen oberen mit *Cheiloceras* cf. *planilobus* SDBG. sp. und vor allem mit zahlreichen *Dimeroceras*-Arten einteilen lassen dürften. In deren Hangendem tritt eine Bank mit sehr zahlreichen Exemplaren von *Pseudoclymenia Sandbergeri* GÜMB. sp. und *Pseudoclymenia Drevermanni* BORN sp. hervor, die von BORN noch zur *Cheiloceras*-Stufe gezählt wurde, jedoch besser, namentlich auf Grund meiner Clymenienfunde in dem gleichen Horizont von Gattendorf, als Liegendzone der *Prolobites*-Stufe aufzufassen ist. Die Stufe III β wird alsdann durch Kramenzelkalke mit *Prolobites delphinus* SDBG. sp. und *Cyrtoclymenia involuta* WDKD. sp. vertreten.

Damit bricht im Äketale das Oberdevonprofil ab. Oberhalb der Cephalopodenkalke setzt mit scharfer Grenze und ohne jeden Übergang eine mehrere Meter mächtige Folge von Cypridinenschiefern auf, und zwar in transgredierender Lagerung, wie man nach den Beobachtungen BEUSHAUSENS von der allgemein übergreifenden Lagerung der Cypridinenschiefer im Oberharz mit ziemlicher Sicherheit annehmen kann. BORN (a. a. O., S. 574) lehnt allerdings in seinem Fall eine Transgression der Cypridinenschiefer ab, jedoch scheint mir deren Annahme, namentlich angesichts des unvermittelten Auftretens dieser Schichten, die plausibelste Erklärung für das Fehlen der höheren Oberdevonstufen im Äketale

zu sein, nachdem sich andernorts, z. B. im Fall des Fossleys des Rheinischen Gebirges, noch immer die Auffassung von einer Faziesvertretung durch Cypridinenschiefer als haltlos herausgestellt hat.

Eine Gelegenheit, das Oberdevon in seinen hangenden Teilen zu vervollständigen, bietet uns der Wasserfallfelsen von Rohmkerhalle, in dessen hangenderen Kramenzalken *Platyclymenia annulata* GÜMB. sp., *Cymaclymenia striata* MSTR. sp., *Laevigites laevigatus* MSTR. sp. und *Oxyclymenia undulata* MSTR. sp. gefunden wurden, so daß also hier noch eine Entwicklung der *Postprolobites-Platyclymenia*- und der *Laevigites*-Stufe vorliegt. Über dem Oberdevon folgen alsdann im Oberharz überall in übergreifender Lagerung die Kieselschiefer des Kulms.

Den soeben geschilderten Verhältnissen des Oberharzes schließt sich auf das engste die Gliederung und Ausbildung des Oberdevons im Unterharz an. Durch die Untersuchungen BEUSHAUSENS, DENCKMANNs und KOCHS (L.-V. 11) sind uns von der Klippe des Eselsstieges im unteren Selketale Adorfer Plattenkalke mit *Manticoceras*-, *Beloceras*- und *Tornoceras*-Arten bekannt geworden, und weiterhin wurden hier auch Clymenienkalke mit *Platyclymenia annulata* GÜMB. sp., *Laevigites laevigatus* MSTR. sp. und *Oxyclymenia undulata* MSTR. sp. beobachtet. Ganz übereinstimmende und von Cypridinenschiefern überlagerte Clymenienkalke konnten dann ferner im Bereiche des Büchenberger Devonsattels durch das Vorkommen von *Platyclymenia annulata* GÜMB. sp., *Laevigites laevigatus* MSTR. sp., *Oxyclymenia undulata* MSTR. sp. und *Gonioclymenia speciosa* MSTR. sp. nachgewiesen werden.

Eine Reihe weiterer Oberdevonvorkommen sind im Osten von Mitteleuropa aus Schlesien, Mähren und den Ostalpen bekannt, die ich nun wieder zu der Alemannischen Insel in Beziehung setze. Das am besten gedeutete Profil unter ihnen ist das von Ebersdorf in der ehemaligen Grafschaft Glatz, das schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt hatte. Auch in neuerer Zeit sind noch lebhafte Debatten über die Auffassung dieses Profils gepflogen worden (vgl. DATHE (L.-V. 22, 23), FRECH (L.-V. 50), GÜRICH (L.-V. 63, 64). Nach meinen eigenen Untersuchungen, die ich vor einer Reihe von Jahren anstellen konnte, gestalten sich nun die Verhältnisse des Kalkberges in der folgenden Weise.

Als unterstes Oberdevon tritt in dem großen, langgestreckten Steinbruch des Kalkberges bei Ebersdorf der gegen 40 m mächtige sog. „Hauptkalk“ auf, ein dünnbankiger, hell- bis dunkelgrau gefärbter bituminöser Kalk mit reichlichen Tonzwischenlagen, der eine gewisse Ähnlichkeit mit den Tonplatten des norddeutschen Muschelkalkes aufweist. Seine Fauna setzt sich zur Hauptsache aus Korallen (*Philipsastraea Kunthi* FRECH., *Syringopora philoclymenia* RMR.), Brachiopoden (*Pugnax pugnax* MART. sp., *Productella subaculeata* MURCH. sp., *Athyris concentrica* v. B. sp., *Schizophoria striatula* SCHL. sp. u. a. m.), Gastropoden (*Euomphalus crassitesta* TIETZE) und zahlreichen Ostracoden zusammen und steht somit der Korallen-Brachiopodenfazies des Iberges nahe. Bezüglich seiner Lagerungsverhältnisse schließe ich mich der Auffassung GÜRICHs (L.-V. 64, S. 58) an und sehe mit ihm die im mittleren Teil des Bruches zu beobachtenden Gabbroklippen und die diese überlagernden „Krustenkalk“, als das unmittelbar Liegende des Hauptkalkes an.

Über dem Hauptkalk folgen die nur wenige Meter mächtigen fossilreichen Clymenienkalk. Als liegendsten Horizont konnte ich in dem südlichsten Teil des Steinbruchs, dem sog. Stollenbruch GÜRICHs, auf Grund der im folgenden aufgeführten Ammonoitenfauna die *Postprolobites*-Stufe nachweisen:

Sporadoceras Muensteri v. B. sp.

Sporadoceras cf. *spirale* WDKD.

Postprolobites Yakowlewi WDKD.

„ *medius* WDKD.

„ *Frechi* WDKD.

Paralytoceras crispum TIETZE sp.

Cyrtoclymenia euryomphala WDKD. sp.

Cyrtoclymenia sp.

Cymaclymenia nov. sp.

(?) *Platyclymenia annulata* GÜMB. red. SCHDWf.

Platyclymenia (?) *paradoxa* MSTR. sp.

Platyclymenia (?) *solarioides* v. B. sp.

Die diese Formen einschließenden Kalk sind von blaugrauer, rotgrauer bis intensiv roter Farbe und wurden austreichend auf der Sohle über den keilförmig in den Hauptkalk eintauchenden Clymenienkalken am Südende des Bruches (vgl. GÜRICH, a. a. O., S. 63) beobachtet. Die genaueren Lagerungsverhältnisse dieser Schichten, die für die

Auffassung von der Natur des Keiles, ob unterer Flügel eines liegenden Sattels im Sinn DATHES oder einfach isoklinale Einfaltung nach GÜRICH, außerordentlich wichtig und entscheidend sein könnten, mußten leider wegen der Unzugänglichkeit der in Frage kommenden Stellen im unklaren bleiben. Jedoch scheinen sie mir im Ostflügel des fraglichen Keiles zu lagern; nach Westen, d. h. nach seiner Mitte zu, folgen alsdann *Laevigites*-Schichten, graurote bis blutrote Flaserkalke, aus denen mir bisher insgesamt folgende Ammonoiten bekannt geworden sind:

- Imitoceras globosum* SCHDWF.
Sporadoceras Wedekindi SCHDWF.
Wedekindoceras cucullatum v. B. sp.
Phenacoceras (?) *paradoxum* TIETZE sp.
Cymaclymenia striata MSTR. red. SCHDWF.
 " *ovata* SCHDWF.
 " *cordata* WDKD.
 " *ornata* MSTR. sp.
Laevigites laevigatus MSTR. red. WDKD.
Laevigites spiratissimus SCHDWF.
Oxyclymenia undulata MSTR. red. WDKD.
 " *subundulata* WDKD.
 " *serpentina* MSTR. em. SCHDWF.
Costaclymenia binodosa MSTR. sp.
Gonioclymenia speciosa MSTR. red. WDKD.
 (?) *Kalloclymenia biimpressa* v. B. sp.

Außerdem entstammen dieser Stufe noch die von RENZ (L.-V. 114) beschriebenen problematischen Glatziellen (*Glatziella glaucopis*, *Gl. Pasquayi*, *Gl. Helenae* usw.), über die mir zurzeit keine neueren Beobachtungen vorliegen.

Die *Laevigites*-Stufe konnte ich alsdann zum anderen nachweisen, als ich in dem mittleren sowie dem nördlichen Teil des Steinbruchs an der Ostwand die Grenze des Hauptkalke gegen die Clymenienkalke untersuchte. Mit unklarer Abgrenzung gegen den ersteren und häufig mit diesem verquetscht, treten hier Clymenienkalke von dem zuletzt beschriebenen Charakter auf, die unmittelbar an ihrer Basis *Imitoceras globosum*, *Cymaclymenia striata*, *Oxyclymenia undulata* sowie *Costaclymenia binodosa* führen und sich durch diese Faunengemeinschaft als *Laevigata*-Kalke zu erkennen geben.

Die an anderen Orten beobachtete *Postprolobites*-Stufe fehlt also hier über dem Hauptkalk, was wohl nur durch eine

hier aufsetzende streichende Verwerfung erklärt werden kann. Dieser Annahme kommt auch der oben geschilderte Charakter der Grenze entgegen. Die *Laevigites*-Stufe besitzt an diesem Ort eine Mächtigkeit von 2—3½ m und enthält häufig Einschaltungen von dünnen und meist bald wieder auskeilenden Bänken eines grüngrauen, kleinstückig zerfallenden Schiefers mit Ostracoden, Posidonien usw. An der Grenze gegen den Hauptkalk fehlt eine solche Schieferbank, die sonst angeblich (TRETZE, L.-V. 130, S. 121, DATHE, L.-V. 23, S. 25) das Liegende der Clymenienkalkfolge bildet.

Über der *Laevigites*-Stufe folgen dann 1—1½ m mächtige feste blaugraue und stark mit Kalkspat durchtrümmerte Kalke, denen gleichfalls zahlreiche, aber nie lange aushaltende ostracodenführende Schieferbänke eingelagert sind. Aus diesen Bildungen sind mir bis jetzt folgende Formen bekannt:

- Imitoceras Gürichi* FRECH sp.
- „ *intermedium* SCHDWF.
- „ *Denckmanni* WDKD.
- Cyrtoclymenia angustiseptata* MSTR. red. SCHDWF.
- Cyrtoclymenia plicata* MSTR. sp.
- Oxyclymenia linearis* MSTR. em. FRECH
- Oxyclymenia bisulcata* MSTR. sp.
- Källoclymenia subarmata* MSTR. sp.
- „ *Uhligi* FRECH sp.
- „ *pessoides* v. B. sp.

Das ist die typische Fauna der *Gattendorfia*-Stufe mit fast allen auch bei Gattendorf aufgefundenen Arten. Des weiteren beschreibt TRETZE (a. a. O., S. 131, Taf. XVII, Fig. 43) einen *Goniatites distortus*, der mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit ein Prolobitide und Vertreter der Gattung *Gattendorfia* SCHDWF. sein wird.

Mit einer deutlichen Diskordanz wird das Oberdevon von den einen gänzlich abweichenden Sedimentationstypus repräsentierenden karbonischen Bildungen überlagert. Die Grenzbank gegen den Kulm besteht aus einem blaugrauen, splittrigen schwach kieseligen Kalk, der keine Cephalopoden mehr zu führen scheint. Wenigstens konnten trotz besonderer auf die Gewinnung des Fossilinhaltes verwandter Sorgfalt nur Ostracoden, Proetiden, sowie *Posidonia venusta* MSTR. in größerer Anzahl gewonnen werden. Der Kulm beginnt darüber mit einer dünnen Bank schwarzen, glänzenden und glimmerführenden Schiefers. Darauf folgen Gneissandsteine und -konglomerate, die auf der Ostseite des Kalk-

berges durch Aufnahme von Kalkknollen ganz allmählich in Kohlenkalk übergehen. Namentlich in dem Stollen, der von den Kohlenkalkbrüchen der Ostseite des Kalkberges nach dem südlichen Teil des Bruches auf der Westseite führt, konnte dieser Übergang sehr gut beobachtet werden.

Die Diskordanz zwischen Oberdevon und Karbon, die auch bereits von DATHE und GÜRICH richtig erkannt, jedoch merkwürdigerweise von FRECH auf das bestimmteste negiert wurde, drückt sich in typischer Weise darin aus, daß das Oberdevon, z. B. an der Ostwand und am Südstoß des Steinbruches, gefaltet ist und zwar in Falten, an denen die kulmischen Bildungen keinen Anteil haben. Auch greift der Kulm stellenweise taschenförmig mit durchaus unregelmäßiger Unterkante, in die Clymenienkalke hinein. Aus dieser Erscheinungsweise geht mit vollkommener Deutlichkeit hervor, daß zwischen der Ablagerung des Kulms und seines jetzigen Liegenden eine relativ bedeutende zeitliche Lücke bestand, während der eine Faltung des Oberdevons, Abtragung der vermutlich ehemals vorhandenen höheren Oberdevonhorizonte (hangende *Gattendorfia*- und *Wocklumeria*-Stufe) und die alsdann erfolgende Transgression des Kulms stattfand.

Die obigen Ausführungen zeigen, daß im Ebersdorfer Oberdevon nur die Stufen IV—VI in Cephalopodenfazies ausgebildet sind. Die Stufen I—III dagegen werden durch die der Iberger Fazies ähnliche Entwicklung des Hauptkalkes vertreten, wenn man nicht gerade annehmen will, daß in dem Aufschluß noch eine oder mehrere Stufen durch streichende Verwerfungen unterdrückt worden sind, wie etwa die *Postprolobites*-Schichten in dem mittleren und nördlichen Teil des Bruches.

Durch die Ausbildung des unteren Oberdevons in der Korallen-Brachiopodenfazies des flachen Meeres wird uns die Nähe des Festlandes angezeigt. Wir befinden uns hier am Nordostrande der Alemannischen Insel, der durch das kristalline Grundgebirge der Sudeten gebildet wird. Im jüngeren Oberdevon trat alsdann eine Vertiefung des Meeres ein, das mit Ausgang der Oberdevonzeit gänzlich weichen und einer vollkommenen Trockenlegung Platz machen mußte. Es folgte eine Wiederabtragung der höchsten Oberdevonschichten und alsdann eine abermalige Überflutung durch das Kuhnmeer. In dieser Zeit setzte eine kräftige Denudation der Gneise des Eulengebirges, des Altvaters usw. ein, die vermutlich während der oberdevonischen Sedi-

mentationsperiode von silurischen Ablagerungen bedeckt und so der Abtragung noch nicht zugänglich waren.

Auch die übrigen Oberdevonvorkommen Schlesiens zeigen uns durch ihre ganze Ausbildung eine landnahe Entstehungsweise an. Es sind das einmal die dichten dunklen Kalke und Kalkknotenschiefer von Freiburg, die nach DAMES (L.-V. 21) durch die Führung von *Spirifer Verneuili* MURCH., *Atrypa reticularis* L. sp., *Schizophoria striatula* SCHL. sp. u. a. Brachiopoden ausgezeichnet sind und uns dadurch auf unzweifelhafte Flachsee verweisen.

Beinahe noch deutlicher geschieht dies durch die seit alters bekannten Kalke und Kalkknollenmergel von Oberkunzendorf mit ihren Riffkorallen (*Cyathophyllum Kunthi* DAMES, *Endophyllum priscum* MSTR. sp., *Favosites fibrosa* GOLDF. sp., *Striatopora vermicularis* var. *filiformis* RMR., *Alveolites suborbicularis* LAM., *Aulopora serpens* GOLDF. u. a.) und der bezeichnenden Brachiopodenfauna (*Spirifer Verneuili* MURCH., *Hypothyris cuboides* SOW. sp., *Schizophoria striatula* SCHL. sp., *Productella subaculeata* MURCH. sp. u. a. m.). Die genannten Bildungen werden hier, und zwar angeblich in vollkommener Konkordanz von einem mehrere Meter mächtigen grünlich-grau gefärbten Schiefer überlagert, der hauptsächlich durch die häufige Führung von *Buchiola retrostata* v. B. sp. und *Spirifer Verneuili* MURCH. ausgezeichnet ist und möglicherweise bereits dem höheren Oberdevon angehört.

Eine Reihe weiterer Fundpunkte in der Umgegend von Alt-Libichau und Polsnitz, bei denen allerdings die oberdevonischen Kalke innerhalb von Kulm-konglomeraten auf sekundärer Lagerstätte zu liegen scheinen, sind durch eine ganz entsprechende Fauna ausgezeichnet und lassen demgemäß die gleichen Schlußfolgerungen zu. Clymenienkalke, Bildungen tieferen Meeres, die in ihrem Alter und ihren Entstehungsbedingungen dem höheren Oberdevon von Ebersdorf entsprechen, sind durch GÜRICH (L.-V. 66) nur noch aus dem Polsnitzbett an der Conrad-Mühle bei Freiburg bekannt geworden.

Weitere Daten für die Verfolgung der Küstenlinie der Alemannischen Insel nach Süden zu liefert uns das Mährische Oberdevon. Weithin transgredieren hier die verschiedenen Devonstufen über die alte erodierte Oberfläche des Brünner Granit- und Dioritmassivs. Die mäh-

rischen Devoninseln setzen sich zur Hauptsache aus mittel-devonischen Springocephalenkalken, dieser küstennahen Riffazies, zusammen; aus dem Vorkommen von *Pugnax pugnax* MART. sp. wird jedoch geschlossen, daß die Riffbildung auch bis ins Oberdevon hinein angedauert hat und somit hier Äquivalente des Iberger Kalkes vorliegen. Sehr vielfach jedoch fehlt das Oberdevon auch gänzlich und ist vermutlich während der Trockenlegung vor der Ablagerung des Kulms der Denudation anheimgefallen, da dieser hier weithin eine transgredierende Lagerung über die verschiedenartigsten Bildungen, vom kristallinen Grundgebirge angefangen bis auf das Oberdevon einnimmt.

Das einzige vollständigere Oberdevonprofil ist bei Brunn gelegen und erst in neuerer Zeit durch RZEHAk (L.-V. 121) etwas ausführlicher bekannt geworden. Danach werden hier die Stringocephalenkalke, korallen-, stromatoporen- und brachiopodenreiche Riffkalke, von tief oberdevonischen Brachiopodenkalken mit *Spirifer* aff. *Verneuli* MURCH., Ostracoden und vereinzelt Schalen von *Posidonia venusta* MSTR. überlagert.

Außerdem liegt bei Brunn höheres Oberdevon in Cephalopodenfazies vor: Aus RZEHAk's Beschreibungen und Abbildungen läßt sich entnehmen, daß in diesen Schichten hauptsächlich *Platyclymenia*-Arten aus der *annulata*-, der *bicostata*- (*Clymenia annulata* RZEHAk a. a. O., Taf. II, Fig. 2 a; *cf. excl.*), *intracostata*- und *Quenstedti*-Gruppe (*Clymenia pseudoflexuosa* RZEHAk, Taf. I, Fig. 1; Taf. II, Fig. 8, 9) sowie *Laevigites laevigatus* MSTR. sp. vorkommen und sie daher der *Postprolobites*- und *Laevigites*-Stufe entsprechen. Es scheinen mithin in dem Brünner Oberdevongebiet ganz ähnliche Verhältnisse obzuwalten, wie sie von dem Ebersdorfer Vorkommen geschildert wurden: eine Flachseefazies in dem unteren Oberdevon, nach dem Hangenden zu eine Vertiefung des Meeres, alsdann Trockenlegung und Transgression des Kulms.

Von hier springt die Küstenlinie in südwestlicher Richtung zurück, wie uns das Oberdevonvorkommen von Graz anzeigt. Bisher sind von dort nur Clymenienkalke der Oberdevonstufe V bekanntgeworden, die am Steinberge nach FRECHS (L.-V. 47, S. 10) Revisionen der älteren Bestimmungen *Laevigites laevigatus* MSTR. sp., *Oxyclymenia undulata* MSTR. sp. und *Gonioclymenia speciosa* MSTR. sp.

führen. Älteres Oberdevon ist bisher in der Gegend von Graz nicht beobachtet worden; FRECH vermutet jedoch, daß es unter den Belvedere-Schottern des Gebietes zwischen Steinberg und Thal verborgen liegt. Die Unterlage des Oberdevons bilden Korallenkalke mitteldevonischen Alters.

Vollständiger ausgebildet bzw. besser bekannt ist das Oberdevon in den Karnischen Alpen. Nach FRECHS (L.-V. 49, S. 266—271) grundlegenden Untersuchungen besteht das tiefere Oberdevon in diesem Gebiete aus Brachiopodenkalken, die am Ostabhang des Kollinkofels unmittelbar die klotzigen mitteldevonischen Riffkalke überlagern. Ihre Brachiopodenfauna setzt sich u. a. aus folgenden Arten zusammen:

Hypothyris cuboides SOW. sp.

Pugnax pugnax MART. sp.

Pugnax acuminatus SOW. sp.

Atyris globosa RMR. sp.

Spirifer Urii FLEMM.

Schizophoria striatula SCHL. sp.,

Formen, die sämtlich auch aus dem deutschen unteren Oberdevon der Korallen-Brachiopodenfazies z. B. des Iberges bei Grund, von Langenaubach und anderen Lokalitäten bekannt sind. Eine etwas abweichende Fazies ist weiter östlich in den Karawanken durch K. A. PENECKE (L.-V. 109) vom Christophfelsen bei Vellach beschrieben worden und zwar ein typisch oberdevonischer Riffkalk mit *Philipsastraea Hennahi* LONSD. sp., *Cyathophyllum heterophylloides* FRECH, *C. caespitosum* GOLDF. und *Alveolites suborbicularis* LAM.

Jüngeres Oberdevon, Clymenienkalk mit reicher Fauna, ist in den Karnischen Alpen gleichfalls erstmalig durch FRECH nachgewiesen worden, und zwar bildet es hier einen Zug von verhältnismäßig geringer Erstreckung namentlich zwischen Oberer Promosalp und dem Plöckenpaß.

Als besonders fossilreich erwies sich ein Fundpunkt am Südhang des Großen Pals. Unter dem FRECHSchen Originalmaterial im Geologischen Institut zu Breslau sowie einer mir vorliegenden von KAYSER gesammelten Fossil-suite des Geologischen Museums Marburg, konnte ich bisher folgende Ammoneenformen bestimmen, durch die mit Sicherheit die Oberdevonstufen III—V nachgewiesen werden:

Prolobites-Stufe (III).

- Tornoceras bilobatum* WDKD.
Pseudoclymenia planidorsata MSTR. sp.
Sporadoceras Muensteri v. B. sp.
Prolobites delphinus SDBG. sp.
Rectoclymenia falcifera MSTR. em. SCHDWF.

Postprolobites-Stufe (IV).

- Postprolobites Yakowlewi* WDKD.
Postprolobites Frechi WDKD.
Platyclymenia annulata MSTR. red. SCHDWF.

Laevigites-Stufe (V).

- Tornoceras Escoti* var. *carnica* GORT.
Imitoceras Stillei WDKD.
Wedekindoceras Kayseri SCHDWF.
 (?) *Phenacoceras planorbiforme* MSTR. sp.
Genuclymenia Dunkeri MSTR. sp.
Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD.
Platyclymenia (?) *acuticosta* BRAUN em. SCHDWF.
Laevigites Hoevelensis WDKD.
 „ *laevigatus* MSTR. red. WDKD.
 „ *cingulatus* BRAUN em. SCHDWF.
Oxyclymenia undulata MSTR. red. WDKD.
Oxyclymenia subundulata WDKD.
Costaclymenia binodosa MSTR. var. *crassa*
 SCHDWF.
Goniclymenia speciosa MSTR. red. WDKD.
 (?) *Gattendorfia*-Stufe (VI).
Cyrtoclymenia angustiseptata MSTR. red. SCHDWF.
Oxyclymenia bisulcata MSTR. sp.

Möglicherweise ist die *Cheiloceras*-Stufe (II) gleichfalls in den Karnischen Alpen vertreten, worauf in der von FRECH (L.-V. 51, S. 109) gegebenen Fossilliste eine als „*Cheiloceras* nov. sp.“ aufgeführte Form sowie bei GORTANI⁹⁾ ein *Cheiloceras* sp. aff. *lagowiense* GÜRICH hindeuten könnte. *Tornoceras simplex* v. B. sp. (fide GORTANI) und *Pseudoclymenia planidorsata* MSTR. sp. dürften dann gleichfalls diesem Horizonte angehören. Möglicherweise sind ferner über den *Laevigites*-Schichten noch jüngere Horizonte, etwa Äquivalente meiner *Gattendorfia*-Stufe vorhanden, wie ich auf Grund einiger mir vorliegender Exemplare von *Cyrto-*

⁹⁾ M. GORTANI, La Fauna a Climenie del Monte Primosio. Mem. R. Accad. d. Scienze dell' Instituto di Bologna, 1907, S. 225.

clymenia angustiseptata MSTR. red. SCHDWF. und *Oxy-
clymenia bisulcata* MSTR. sp. vermute.

Endlich ist mit einiger Wahrscheinlichkeit auch noch eine Vertretung der *Manticoceras*-Stufe in Cephalopodenfazies inmitten der Karnischen Alpen zu suchen. Wenigstens geht meine Vermutung dahin, daß die Schichten mit *Beloceras praecursor* FRECH, die dessen Autor allerdings in das tiefste Unterdevon stellte, diesem Horizonte angehören, um so mehr als das Profil, in dem diese Form aufgefunden wurde, von starken tektonischen Störungen betroffen zu sein scheint (vgl. FRECH, L.-V. 51, S. 61), so daß eine derartige Altersverwechslung leicht unterlaufen konnte. Ein Vorkommen der sonst überaus horizontbeständigen Gattung *Beloceras* im Unterdevon würde unseren ganzen bisherigen Erfahrungen ins Gesicht schlagen.

Über das Hangende des Oberdevons in den Karnischen Alpen liegen noch keine Angaben von genügender Eindeutigkeit vor. Nach FRECH wird allerdings am Großen Pal das Oberdevon von kulmischen Schiefern überlagert, eine Angabe, die jedoch stark bezweifelt werden muß, nachdem GEYER (L.-V. 54, S. 237 ff.) in diesen Schichten Graptolithen nachgewiesen hat. Weiterhin sind jedoch zweifelloose Sedimente von Kuhn und Kohlenkalk bekannt, die also doch wohl unter normalen Verhältnissen und zwar, da das höchste Oberdevon fehlt, mit transgredierender Lagerung auf das Oberdevon folgen werden.

Mit im einzelnen nicht genauer nachweisbarem Verlaufe wendet sich von hier die südliche Küstenlinie der Alemannischen Insel nach Westen, wo sie in die Südgrenze des französischen Zentralplateaus einmündet.

II. Westeuropa¹⁰⁾.

Wenn uns bereits in der Kenntnis des mitteleuropäischen und sogar unseres relativ gut durchforschten deutschen

¹⁰⁾ Die Ausführung der Übersichtstabellen über das westeuropäische und osteuropäische Oberdevon (Tabelle III und IV) liegt bereits längere Zeit zurück. Es sind darin die *Gattendorfia*- und *Wocklumeria*-Stufen nicht mit der Schärfe auseinandergehalten worden, wie es sich durch die weiter fortschreitenden Untersuchungen als notwendig erwies. Die unter der Kategorie VI rubrizierten Schichten gehören nun fast ausschließlich der tieferen *Gattendorfia*-Stufe an, und wo darüber eine Transgression des Kulms folgt (z. B. Cabrières, Ostural), liegt daher eine bedeutendere zeitliche Lücke vor, als es ohne weiteres nach der Aussage der Tabellen scheinen möchte.

Oberdevons mancherlei Lücken entgegentraten, die bis zu einem gewissen Grade die paläogeographischen Verhältnisse des einstigen Oberdevonmeeres zu verschleiern geeignet waren, so trifft das in noch weit höherem Maße für die ausländischen Vorkommen zu. Vielfach wird man sich daher dort mit einer einfachen Aufzählung der Fundpunkte behelfen müssen, wo jegliche verbindende Daten fehlen. In manchen Teilen ist jedoch immerhin das Oberdevon des westlichen Europas noch recht gut bekannt, das im folgenden auf Grund der bestehenden Literatur kurz skizziert werden soll.

a) Frankreich und Belgien.

Das vollständigste Oberdevonprofil in der Cephalopodenfazies und somit der Schlüssel zur Deutung der übrigen Vorkommen Frankreichs und Belgiens tritt uns bei Cabrières im Languedoc entgegen, dessen Paläozoikum namentlich von FRECH (L.-V. 44) zum Gegenstande einer eingehenden Monographie genommen wurde.

Durch eine Revision der FRECHschen Originale im Geol. Institut zu Breslau sowie die Durcharbeitung einer im Marburger Geol. Institut befindlichen Suite von Oberdevonfossilien war es mir möglich, im Verein mit der Darstellung des genannten Autors das Auftreten der Oberdevonstufen I—VI in dem Profil von Cabrières nachzuweisen. Im folgenden gebe ich eine in einigen Punkten durch die Angaben FRECHs ergänzte Liste der mit Sicherheit bestimmbaren Ammoneen, auf Grund deren ich zu der Auffassung von dem Vorhandensein der verschiedenen Stufen gelangt bin. Bezüglich der Cephalopodenfauna der *Manticoceras*-Stufe, die ich nicht mit in den Kreis meiner Untersuchungen einbezogen habe, verweise ich auf die Fossilisten bei FRECH (a. a. O., S. 428) und BERGERON (L.-V. 8, S. 138 ff.). Um die Verbreitung und das Vorkommen der einzelnen Oberdevonstufen in der Umgegend von Cabrières hervortreten zu lassen, habe ich im folgenden den Fossilnamen in Klammern die Fundpunkte beigelegt, und zwar bedeuten die Abkürzungen „S“ La Serre, „P“ Pic, „T“ La Tourière, „B“ Mont Bataille und „I“ Val d'Isarne bei Cabrières.

Cheiloceras-Stufe (II).

- | | |
|---------------------------|------------------------------------|
| <i>Tornoceras simplex</i> | v. B. sp. (I.) |
| „ | <i>bilobatum</i> WDKD. (I.) |
| „ | <i>subundulatum</i> FRECH (S., P.) |
| „ | <i>undulatum</i> SDBG. sp. (I.) |

- Pseudoclymenia planidorsata* MSTR. sp. (S., I.)
Cheiloceras subpartitum MSTR. sp. (I., T., P.)
 " nov. sp. aff. *subpartiti* MSTR. sp. (T.)
 " *Verneuili* MSTR. sp. (T., I., S., P.)
 " *Pompeckji* WDKD. (I.)
 " *amblylobus* SDBG. sp. (I.)
 " *planilobus* SDBG. sp. (I., B.)
 " *circumflexum* SDBG. sp. (I. P.)
 " *sacculus* SDBG. sp. (S., P., I.)
 " *oxyacantha* SDBG. sp. (S., P., T.)
 " *curvispina* SDBG. sp. (S., P., T., B.)
 " *globosum* MSTR. em. SCHDWF. (T.)
Sporadoceras biferum PHILL. sp. (S., P.)

Prolobites-Stufe (III).

- Sporadoceras biferum* PHILL. sp. (S.)
 " *Muensteri* v. B. sp. (S.)
 " *contiguum* MSTR. sp. (S.)
Rectoclymenia falcifera MSTR. em. SCHDWF. (S., P.)

Postprolobites-Stufe (IV).

- Postprolobites Yakowlewi* WDKD. (S., P.)
Postprolobites Frechi WDKD. (S.)
Platyclymenia annulata MSTR. red. SCHDWF. (P.)
 " *bicostata* WDKD. (P.)
 " *intracostata* FRECH sp. (S.)

Laevigites-Stufe (V).

- Tornoceras Escoti* FRECH (S.)
Wedekindoceras cucullatum v. B. sp. (S.)
Genuclymenia Dunkeri MSTR. sp. (non FRECH) (S.)
Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD. (S.)
Cymaclymenia ornata MSTR. sp. (S.)
Laevigites Hoevelensis WDKD. (S., P.)
Laevigites laevigatus MSTR. red. WDKD. (S., P.)
Oxyclymenia undulata MSTR. red. WDKD. (S.)
Oxyclymenia subundulata WDKD. (P.)
Costaclymenia binodosa MSTR. var. *crassa*
 SCHDWF. (S., P.)
Gonioclymenia speciosa MSTR. sp. (S.)

Gattendorfia-Stufe (VI).

- Imitoceras Gürichi* FRECH sp. (S.)
Imitoceras Denckmanni WDKD. sp. (S.)

Cyrtoclymenia angustiseptata MSTR. red. SCHDWF.
(S., P.)

Oxyclymenia bisulcata MSTR. sp. (S.)

Unterlagert wird das Oberdevon von Cabrières durch den mitteldevischen Kalk von Bataille und überlagert mit einer zweifellosen Transgression, wie schon aus dem Fehlen von dessen Hangendstufe geschlossen werden muß, von Kulmschiefern und -grauwacken.

Nachdem wir in dem Profil von Cabrières ein Schema gewonnen haben, in das sich nunmehr die übrigen Vorkommen mit zum Teil abweichender Faziesausbildung einordnen lassen, springen wir jetzt nach Belgien in das Gebiet der Ardennen über, von wo namentlich durch die klassischen Arbeiten GOSSELETS (L.-V. 56—58) die Kenntnis des belgischen und französischen Devons ausgegangen ist. An dem Beispiel der Ardennen werden wir dann Gelegenheit haben, die Horizont- und Faziesbezeichnungen der französischen und belgischen Geologen zu erläutern, deren wir uns im folgenden bedienen müssen.

GOSSELET hat auf Grund der verschiedenen Ausbildungsweise des Devons innerhalb der Ardennen zwei verschiedene Becken unterschieden, das südliche von Dinant und das nördlich dazu gelegene von Namur. Als zwei für diese beiden Faziesbezirke bezeichnende Profile sind in die vergleichende Übersichtstabelle das von Givet und Famenne einerseits und andererseits das von Condroz aufgenommen worden. In beiden Fällen haben wir eine vorwiegende Brachiopodenfazies vor uns. Nur in einigen wenigen Horizonten, und auch da nur im Becken von Dinant, treten Cephalopodenbänke auf und gestatten, diese Schichten mit dem Normalprofil des Oberdevons in Parallele zu setzen. Ganz allgemein hat man nun in Frankreich und Belgien eine Dreiteilung des Oberdevons eingeführt, nämlich in die Kalke und Schiefer von Frasnien, die Schiefer von Matagne und die Schiefer von Famenne, Abteilungen, die nun aber einander durchaus ungleichwertig sind, indem die ersteren beiden zusammen der *Manticoceras*-Stufe entsprechen, während das Famennien die übrigen Oberdevonstufen II—VII umfassen mag.

In dem Becken von Dinant, das hier zunächst besprochen werden soll, wird die unterste Abteilung, das Frasnien, durch Schiefer und Kalke vertreten, die neben *Hypothyris cuboides* Sow. sp., *Liorhynchus formosus*

SCHNUR sp., *Productella subaculeata* MURCH. sp., *Spirifer Verneuili* MURCH., *Spirifer Urii* FLEMM. sowie zahlreichen typisch oberdevonischen Brachiopoden auch Goniatiten, *Manticoceras „intumescens* BEYR. sp.“ und *M. complanatum* SDBG. sp. führen. Daneben kommen ferner Korallen- und Stromatoporenriffe vor.

Überlagert werden diese Schichten durch die Schiefer von Matagne, die nach BARROIS (L.-V. 4, S. 255) durch folgende Goniatitenfauna ausgezeichnet sind:

- Manticoceras intumescens* BEYR. sp.
- „ *calculiforme* BEYR. sp.
- „ *complanatum* SDBG. sp.
- „ *serratum* STEIN sp.
- Tornoceras simplex* v. B. sp.
- „ *auris* QUENST. sp.
- „ *undulatum* SDBG. sp.

In dem nun folgenden Famennien hat man auf Grund von *Rhynchonella*-Arten, wie die Übersichtstabelle zeigt, drei verschiedene Zonen aufgestellt, die jedoch, da sie keine Cephalopoden führen, nicht genauer mit den nach Goniatiten gegliederten Oberdevonstufen in Beziehung gebracht werden können. Des weiteren wurden von GOSSELET noch die Kalke von Etroeungt zum Famennien gestellt, die jedoch jetzt wegen des Überwiegens karbonischer Formen wohl allgemein in das Unterkarbon gestellt werden. Von Wichtigkeit erscheint für unsere Betrachtungen die Tatsache, daß das Famennien rein schiefrig und kalkig ausgebildet ist.

Anders die Ausbildung des Oberdevons im Bassin von Namur. In erster Linie auffallend ist das vollkommene Fehlen von Cephalopoden in den hierher gehörigen Schichten. Hinzu tritt eine bemerkenswerte Abweichung in ihrer petrographischen Ausbildung.

Das Frasnien im Becken von Namur, also etwa von Condroz bis in die Gegend südlich von Lüttich, weist immerhin noch eine gewisse Übereinstimmung mit den entsprechenden Bildungen von Dinant auf, und zwar setzt es sich gleichfalls aus Riffkalken mit Korallen und Stromatoporen sowie aus Kalken (Kalke von Huy) und Schiefern mit *Spirifer Verneuili* MURCH. und *Hypothyris cuboides* Sow. sp. zusammen.

Durchaus abweichend verhält sich jedoch das Famennien. Während, wie wir oben sahen, die dahin zu zählenden Schichten im Gebiet von Dinant rein schiefriger und unter-

geordnet kalkiger Natur waren, treten uns in der Mulde von Namur mächtige Sandsteine, die „Psammites du Condroz“, entgegen. Auch hier sind wieder mehrere Unterabteilungen (vgl. die Übersichtstabelle zu S. 188) geschaffen worden, auf die sich ein näheres Eingehen erübrigt. Bemerkenswert ist jedoch der paläontologische Charakter dieser Sandsteine, d. h. die Tatsache, daß einige ihrer Bänke Landpflanzen führen sowie Fischreste solcher Gattungen (*Holoptychius*, *Asterolepsis*, *Dipterus*), die namentlich in der kontinentalen Old-Red-Fazies verbreitet sind. Es sind dies also typisch lagunäre Bildungen, denen jedoch noch einzelne Bänke mit marinen Brachiopoden-, Lamellibranchiaten- (*Dolabra*) und Crinoidenfaunen eingeschaltet sind.

Wir befinden uns hier unmittelbar an der Südgrenze des Nordatlantischen Kontinents, der in dem Gebiet Frankreichs und Belgiens stark nach Süden vorsprang und ehemals die mächtigen Sandmassen zu dem Oberdevon des Beckens von Namur lieferte. Südlich dieses sandigen Litoralstreifens läßt sich dann eine küstenfernere Schieferzone unterscheiden, die stellenweise bereits Cephalopoden führt. Im Süden wird diese durch den Teil der Alemannischen Insel begrenzt, der die Massive von Rocroy, Givonne, Stavelot und Serpont umfaßt. Während nun der Nordatlantische Kontinent, wie uns auch die Verhältnisse bei Aachen, Velbert und Iserlohn lehrten, hoch herausgehoben und einer kräftigen Denudation ausgesetzt gewesen sein muß, ist dies bei der Alemannischen Insel nicht der Fall, nur im höheren Oberdevon lieferte sie das schiefelige Sedimentmaterial der Mulde von Dinant.

In dem Bereich des eben genannten Gürtels von litoral Sedimenten setzt sich die Ausbildung des Oberdevons von Namur in den östlich davon gelegenen Vorkommen von Maubeuge und Boulogne-sur-Mer fort, über deren spezielle Ausbildung die Übersichtstabelle unterrichtet. Im allgemeinen ist das Famennien bei Maubeuge in ganz ähnlicher Weise durch das Vorwiegen von Sandsteinen ausgezeichnet, wie oben für Condroz beschrieben. Den Abschluß nach dem Hangenden zu bilden die „Schiefer von Wattignies“, die wohl wegen des häufigeren Auftretens karbonischer Formen gleich den Kalken von Etroeungt in das Unterkarbon versetzt werden müssen. Bemerkenswert ist das Oberdevon im Boulonnais, in der Umgegend von Boulogne, insofern, als in diesem Gebiet über dem Oberdevon

mit Deutlichkeit die Transgression von Visé-Schichten zu beobachten ist. Das Oberdevon seinerseits scheint wieder über Schiefer silurischen Alters zu transgredieren.

Zu der Zone landferner Bildungen sind dagegen die Oberdevonvorkommen der Bretagne zu zählen, die uns als kleine, von der Erosion verschont gebliebene Schollen in den Kernen der Mulden von Finistère, Angers und Ancenis vorliegen.

In dem zuerst genannten Gebiet treffen wir unweit Brest im Hangenden der „Schiefer von Porsguen“ mit typisch hoch-mitteldevonischer Fauna auf die sog. „Schiefer von Traouliers“, die zufolge ihrer Brachiopodenfauna (*Cyrtina heteroclyta* DEFR., *Hypothyris cuboides* SOW. sp., *Pugnax pugnax* MART. sp., *Spirifer Urii* FLEMM. und *Productella subaculeata* MURCH. sp.) dem Frasnien der Ardennen entsprechen. Darüber folgen schwarze, kohlige Schiefer, denen dunkle, bituminöse Knollenkalke eingelagert sind, die sog. „Schiefer von Rostellec“. Deren Fauna setzt sich nach BARROIS (L.-V. 4, S. 243) in der Hauptsache aus folgenden Arten zusammen:

Entomis serratostrata SDBG. sp.

Cheiloceras Verneuili MSTR. sp.

Tornoceras simplex v. B. sp.

Tornoceras undulatum SDBG. sp.

Tentaculites tenuicinctus RMR.

Posidonia venusta MSTR.

Buchiola retrostrata v. B. sp.,

eine Formengemeinschaft, wie sie den Nehdener Schiefern eigen ist. Die Bildungen von Rostellec gehören demgemäß der *Cheiloceras*-Stufe an.

Höhere Schichten sind in der Mulde von Finistère nicht mehr vorhanden, wohl aber treffen wir solche in dem Bassin von Angers in Gestalt der Tentaculitenkalke von La Fresnaie. Überlagert werden diese durch die „Knotenschiefer von La Vallée“ mit *Entomis* cf. *fragilis* RMR., *Posidonia venusta* MSTR. und *Praecardium vetustum* HALL., die nach BARROIS dem höheren Oberdevon entsprechen.

In der Mulde von Ancenis ist das Oberdevon dann wieder in Gestalt von Brachiopodenkalcken mit *Hypothyris cuboides* SOW. sp., *Pugnax pugnax* MART. sp., *Productella subaculeata* MURCH. sp. und zahlreichen anderen Fossilien entwickelt, die oben bereits mehrfach als charakteristisch für die Frasn-Stufe angegeben wurden.

Aus der Übereinstimmung der zuletzt genannten Vorkommen folgerte BARROIS, daß die gesamte Bretagne zur Zeit des Oberdevons vom Meer überflutet war, einem Meer, das auch schon im älteren Dévon bestand, aber im Oberdevon eine wesentliche Vertiefung erfuhr. Über den oberdevonischen Bildungen der Bretagne treten uns wiederum Visé-Schichten in transgredierender Lagerung entgegen.

Endlich sind dann aus Frankreich vom Norden des Zentralplateaus noch die Oberdevonfundpunkte von Diou, Gilly und Bourbon-Lancy zu erwähnen. Bei den zuerst genannten Orten sind auf beiden Seiten der Loire Frasn-Kalke mit den bezeichnenden Fossilien entwickelt. In der Umgegend von Bourbon-Lancy dagegen ist jüngst von MICHEL-LÉVY höheres Oberdevon in Cephalopodenfazies entdeckt worden, bestehend aus Schiefern, die u. a. folgende Fossilien geliefert haben:

„*Clymenia*“ sp.

Goniclymenia sp.

Pseudoclymenia Sandbergeri GÜMB. sp.

Entomis sp.

Phacops cryptophthalmus EMMR.

und somit die Stufen III—V vertreten dürften. Außerdem wird jedoch in der Fossilliste auch noch *Gephyroceras* genannt, so daß möglicherweise hier sogar ein ziemlich vollständiges Oberdevonprofil in Cephalopodenfazies vorliegt. Diese Tatsache ist besonderer Beachtung wert, da bisher, abgesehen von den Vorkommen bei Cabrières, eine derartige Ausbildung des Famennien in Frankreich nicht bekannt war.

b) Die Iberische Halbinsel.

Wenden wir uns jetzt der Iberischen Halbinsel zu, so treten uns zunächst in den Pyrenäen Oberdevon-schichten entgegen. Sie sind namentlich im Westen des Gebirges fossilführend ausgebildet, und da findet man zu unterst konkordant über dem Mitteldevon Riffkalke sowie schwarze Schiefer und Kalke mit *Spirifer Verneuli* MURCH., dem Frasnien angehörend. Darüber folgen Kramenzelkalke, die an ihrer Basis *Cheiloceras amblylobus* SDBG. sp. und *Ch. curvispina* SDBG. sp. führen (Roc de Navaillo) und somit der *Cheiloceras*-Stufe gleichzustellen sind. In ihrem nangeren Teile sind dann an der Hte Garonne (Coularie) *Oxy-*

clymenia undulata MSTR. sp., *Laevigites laevigatus* MSTR. sp. und *Cymaclymenia striata* MSTR. sp. gefunden worden, die auf die Oberdevonstufe V hinweisen. Über dem Oberdevon, aller Wahrscheinlichkeit nach bereits über der *Laevigites*-Stufe, setzt auch hier wieder eine Transgression von Visé-Schichten auf.

Östlich davon treffen wir innerhalb des von BARROIS (L.-V. 3) eingehend bearbeiteten Paläozoikums von Asturien wieder auf oberdevonische Vorkommen, bestehend aus den Riff- und Plattenkalken des Frasnien von Candas und dem fossilereen Sandstein von Cué, der dem Famennien gleichgesetzt wird. Darüber folgen in transgredierender Lagerung Karbonschichten von wahrscheinlich Visé-Alter.

Endlich sind aus Spanien noch die Vorkommen aufzuzählen, die sich im Süden des Landes um Almaden und Guadalmaz gruppierten. An der ersteren Lokalität finden sich Schichten mit *Productella subaculeata* MURCH. sp., *Spirifer Verneuili* MURCH. sp., *Sp. Verneuili* var. *Archiaci* MURCH., *Rhynchonella Orbignyana* VERN., die man als Repräsentanten der Gesamtheit des Frasnien und Famennien auffaßt. Im Becken von Guadalmaz treten dann noch einmal Cephalopodenschichten auf. Das liegendste Oberdevon wird hier von Kalken mit *Spirifer Verneuili* MURCH. und Einschaltungen von Sandsteinbänken gebildet. In dem Muldeninnersten finden sich dann Tonschiefer mit *Buchiola retrostriata* v. B. sp., *Avicula*-Arten und Kalkknollen mit *Tornoceras simplex* v. B. sp., die wohl noch den Schiefern von Matagne, der *Manticoceras*-Stufe, entsprechen dürften.

Dieses Profil lehrt uns, daß eine allmähliche Vertiefung des Oberdevonmeeres stattgefunden hatte: den an der Basis des Oberdevons gelegenen Sandsteinen als Bildungen der Flachsee stehen die jüngeren Cephalopodenschiefer des offenbar tieferen Meeres gegenüber. Auch in anderer Hinsicht ist das zuletzt geschilderte Vorkommen noch von Interesse, insofern nämlich, als es außer den Fundpunkten der Pyrenäen und einem weiteren auf Minorca, das einzige Vorkommen ist, in dem bisher in Spanien Cephalopodenschichten nachgewiesen sind.

In jüngster Zeit ist diesen allerdings noch ein weiterer Fundpunkt im Süden Portugals durch die Untersuchungen PRUVOSTS (L.-V. 113) hinzugefügt worden, der innerhalb der Nereitenschichten von San Domingo Reste von Cly-

menien entdeckte. Jedoch bleiben über dieses noch etwas zweifelhafte Vorkommen vorerst weitere Untersuchungen abzuwarten.

Am besten hier anzuschließen ist noch eine Notiz über das Vorkommen von Oberdevon auf Sardinien, wo von LOVISATO (L.-V. 101) bei Gerrei Clymenienkalke mit „*Goniatis linearis* MSTR.“ (= *Postprolobites Yakowlewii* WPKD. ?), unbestimmbaren Clymenien und Crinoiden entdeckt worden sind. Genauere Angaben über Schichtenfolge und Art der hier entwickelten Oberdevonstufen lassen sich jedoch vorderhand noch nicht machen.

c) England.

Es erübrigt nun noch, innerhalb des Bereichs des Westeuropäischen Oberdevons die Vorkommen Englands einer kurzen Besprechung zu unterziehen. Den Schlüssel für deren Auffassung und Deutung liefert uns die Erkenntnis, daß etwa in der Höhe des Bristol-Kanals England in ostwestlicher Richtung von der Südküste des Nordatlantischen Kontinents durchquert wurde, nachdem sich diese von dem bedeutenden Vorsprung in Nordfrankreich und Belgien wieder auf ihren normalen Verlauf zurückgezogen hatte. Demgemäß können wir, ganz ähnlich wie in Frankreich, auch in England eine Küstenzone, ausgezeichnet durch Schichten von schiefrigem und sandigem Charakter mit reiner Brachiopodenfauna, und daran südlich anschließend, einen landferneren Gürtel von rein schiefrigen und kalkigen Bildungen mit mehreren Cephalopodenhorizonten unterscheiden.

Nördlich des Bristol-Kanals und der im folgenden zu erwähnenden marinen Oberdevonvorkommen begegnen uns dann überall in England und Schottland als sichere Anzeichen des Kontinents die Old-Red-Sandsteine mit ihren Süßwasserfischen und Landpflanzenresten.

Beginnen wir mit einer Aufzählung der in den Bildungsbereich des Litorals fallenden Vorkommen, die sich in Nord-Devon und West-Somerset finden, so sind in erster Linie die sog. „Ilfracombe-Beds“ zu nennen. Sie bestehen aus einer mächtigen Schichtenfolge von silbergrauen Schiefern mit eingeschalteten Kalkbänken, deren Fauna sich namentlich aus folgenden Formen zusammensetzt:

Athyris concentrica v. B. sp.

Cyrtina heteroclyta DEFR. sp.

Merista plebeja Sow. sp.

Schizophoria striatula SCHL. sp.

Hypothyris cuboides SOW. sp.

Pugnax pugnus MART. sp.

Spirifer Verneuli MURCH.

Daneben kommen häufig riffbildende Korallenformen (*Cyathophyllum*, *Cystiphyllum*, *Pachypora*) und Stromatoporen vor, so daß wir in den Ilfracombe-Beds eine echte Iberger Korallen-Brachiopodenfazies vor uns haben, die sich konkordant aus den mitteldevonischen Stringocephalenkalken in ihrem Liegenden herausentwickelt.

Die Meeresküste nach Osten hin verfolgend, treffen wir bei Pilton wieder auf oberdevonische Ablagerungen, die sog. „Pilton-Beds“, die von den „Pickwell-Sandsteinen“ unterlagert werden. Sie setzen sich aus grauen, sandigen Schiefern zusammen, die nach dem Hangenden zu allmählich in das Karbon übergehen. Ihre Fauna weist, abgesehen davon, daß Korallen hier zu fehlen scheinen, große Ähnlichkeit mit der der Ilfracombe-Beds auf. Neben marinen Brachiopoden werden aus ihnen noch Landpflanzen (*Archaeopteris*, *Knorria*, *Sagenaria*) aufgeführt, die, wohl eingeschwemmt, auf außerordentliche Küstennähe hindeuten, oder vielleicht gar eingeschalteten kontinentalen Bildungen angehören, entsprechend gelegentlichen Trockenlegungen infolge Meeresoszillationen.

Noch weiter nach Osten zu hat man bei Bohrungen in Turnford und London grüne bis schokoladenbraune Schiefer mit Quarzitbänken erbohrt, die in ihrem paläontologischen Charakter den Pilton-Beds gleichen.

Im Gegensatz dazu weisen, wie oben bereits bemerkt, die im Süden Englands, in Süd-Devon und Cornwall, gelegenen Oberdevonvorkommen durch ihre fazielle Entwicklung auf eine Entstehung im tieferen Meere hin. So tritt uns z. B. bei Padstow auf beiden Seiten des Hafens ein charakteristisches Oberdevonprofil entgegen, in dem die *Manticoceras*- und *Cheiloceras*-Stufen in Cephalopodenfazies ausgebildet sind.

Bei South Petherwin, dem seit alters bekannten und bereits von PHILLIPS beschriebenen Fundpunkt, finden wir dann auch die höheren Oberdevonstufen — bisher mit Sicherheit die Stufen IV—V — als Cephalopodenschichten ausgebildet. Den Abschluß des Profils scheinen hier in vollkommener Übereinstimmung mit den Verhältnissen von

Padstow Cypridinenschiefer zu bilden, und darüber lagert sich transgredierend der Kulm.

Weitere Oberdevonvorkommen finden sich in der Umgegend von Plymouth, und zwar sind es hier massige kristalline Riffkalke, die erfüllt sind von *Stromatopora*, *Acervularia*, *Heliophyllum*, *Cystiphyllum*, *Phillipsastraea* u. a. Korallengattungen. Sie lagern hier unmittelbar auf Stringocephalenkalken und sind nur schlecht von diesen abzutrennen. Demgemäß stellen sie das unterste Oberdevon dar.

In der gleichen Ausbildung tritt uns das liegendste Oberdevon bei Torquay entgegen, das neben den oben genannten Riffkorallen noch zahlreiche typisch oberdevonische Brachiopoden führt. Neben dieser Iberger Fazies finden sich hier jedoch noch zwei andere Ausbildungsweisen, das ist einmal die Fazies der Budesheimer Schiefer von Saltern Cove und die des Adorfer Kalkes von Chudleigh. Die ersteren setzen sich aus Schiefen mit Kalkknoten und linsenförmigen Kalkeinlagerungen zusammen, die unter anderem folgende Fossilien geliefert haben:

Tornoceras auris QUENST. sp.

„ *simplex* v. B. sp.

„ *ausavense* STEIN. sp.

Manticoceras calculiforme BEYR. sp.

Buchiola retrostriata v. B. sp.

Die Adorfer Kalke aus der Umgegend von Chudleigh führen eine ähnliche Fauna, außerdem werden jedoch noch *Manticoceras intumescens* BEYR. sp. und *Beloceras multilobatum* BEYR. sp. genannt, welche letztere Form ja ganz auf kalkige Sedimente beschränkt zu sein pflegt.

Des weiteren wird bei FOORD und CRICK (L.-V. 42) aus der Umgegend von Torquay noch *Cheiloceras Verneuli* MSTR. sp. und von Saltern Cove als zweifelhaft *Ch. globosum* MSTR. sp. erwähnt, so daß möglicherweise auch die *Cheiloceras*-Stufe hier noch in Cephalopodenfazies ausgebildet ist. An mehreren Lokalitäten erscheinen dann in Süd-Devon rote und grüne Schiefer mit *Entomis serrato-striata* SDBG. sp. und *Posidonia venusta* MSTR., die nach der Auffassung der englischen Geologen das hangende Oberdevon vertreten.

Bei dem absoluten Fehlen von Cephalopoden und jeglicher eigenen Anschauung ist es selbstverständlich hier, wie auch z. B. bei Padstow nicht zu entscheiden, ob diese

Annahme, die mir im Hinblick auf die in Deutschland gemachten Erfahrungen sehr unwahrscheinlich dünkt, zu Recht besteht. Es wäre z. B. sehr wohl denkbar, daß die Schieferbildungen ein dem Rheinischen Fossley ähnliches Verhalten zeigen und somit einem bestimmten höheren Oberdevonhorizont entsprechen, der mit einer Transgression den älteren Cephalopodenschichten auflagert.

Wenden wir zum Schluß noch einmal unseren Blick zurück, um aus den oben ausgeführten Tatsachen Schlüsse über die ehemalige Ausdehnung und Gestalt des Oberdevonmeeres im Westen Europas zu ziehen, so ist über die südliche Grenze des Nordatlantischen Kontinents im vorhergehenden bereits das Erforderliche gesagt worden, und die darüber gemachten Angaben können als gesichert angesehen werden. Wie aber verhielt sich nun das Meer im Süden, flutete ein weiter und durch keinerlei Landmassen eingeschränkter Ozean bis zu den Grenzen des südlichen Indo-afrikanischen Kontinents? Zur Beantwortung dieser Frage stehen uns keinerlei eindeutige Tatsachen zu Gebote, so daß wir lediglich auf Vermutungen angewiesen sind.

Diese führen nun einmal dazu, in dem Französischen Zentralplateau und den Vogesen eine ehemalige Landmasse zu erblicken, obwohl wir uns damit in bewußten Gegensatz zu Resultaten stellen, zu denen FRECH seinerzeit in seiner Studie über das Französische Zentralplateau (L.-V. 48) gelangt ist. Oberdevon hat bisher nirgends in den genannten Gebieten nachgewiesen werden können. Nur von zwei Punkten sind bisher aus den Vogesen, nämlich von Schirmeck im Breuschtal und Chagey an der Haute-Saône, Vorkommen von Mitteldevon, teilweise in Riffazies und dadurch auch bereits für die Mitteldevonzeit Landnähe verratend, bekannt geworden, die jedoch für die Verbreiterung des Oberdevonmeeres nichts beweisend sind. Sie dürften vielmehr den wohlentwickelten Mitteldevonschichten Böhmens und der Eifel vergleichbar sein, nach deren Absatz sich das Meer zurückzog, um zur Zeit des Oberdevons einer Festlandsperiode Platz zu machen.

An vielen Orten sind jedoch Kulm-, Visé- und Oberkarbonschichten zu beobachten, die über silurische Bildungen, z. B. vielfach Schiefer des Untersilurs, und teilweise noch ältere Schichten transgredieren. Für den Südwestrand des Zentralplateaus konnte so z. B. THÉVENIN (L.-V. 129) in einer schönen der Geologie dieses Gebietes gewidmeten Studie

eine Transgression des Oberkarbons (Stéphanien) unter Ausfall aller nächstälteren Schichten direkt über kristalline Schiefer archaischen Alters nachweisen. Nach FRECHS Auffassung sind hier ehemals überall devonische Schichten vorhanden gewesen, dann aber vor Ablagerung des Karbons der Erosion anheimgefallen. Als einzige Stütze dieser Annahme konnte FRECH allein die Tatsache ins Feld führen, daß „das Oberdevon von Languedoc sowohl in bezug auf die Fauna als auch auf die Gliederung die denkbar größte Übereinstimmung mit Westdeutschland, zum Teil auch mit Kärnten erkennen“ läßt. Die Möglichkeit einer solchen Übereinstimmung wird aber auch durch die gemäß meiner Annahme noch freibleibenden Meeresverbindungen durchaus gewährleistet.

Des weiteren stellen, wie bereits erwähnt, nach den überzeugenden Ausführungen GOSSELETS die kambrischen Massive von Rocroy, Givonne, Stavelot und Serpont Inseln bzw. Landmassen in dem devonischen Meere dar. Sie alle bilden Teile der nach meiner vorläufigen Auffassung einheitlichen Alemannischen Insel, die sich weit nach Osten hin über die Westalpen und die böhmische Masse erstreckte.

In Südengland lassen dann weiterhin die tiefoberdevonischen Korallenriffe auf Untiefen im Meere schließen und deuten uns damit vielleicht an, daß die Alemannische Insel bis hierher eine lang vorspringende Halbinsel entsandte. Über die Verteilung von Land und Meer in Spanien läßt sich vorderhand nur wenig aussagen; möglich, daß sich, wie BARROIS (L.-V. 4) annimmt, im Herzen Spaniens eine Landmasse erstreckte, die dafür vorliegenden Anzeichen dünken uns aber noch zu gering.

III. Osteuropa.

a) Polen und Galizien.

Das vollständigste Oberdevonprofil in Osteuropa tritt uns, abgesehen vorläufig von den uralischen Vorkommen, in dem Polnischen Mittelgebirge entgegen, und wir beginnen daher mit einer Betrachtung dieser Bildungen, um daran ein Schema zu gewinnen, in das sich die übrigen Profile im Osten des Kontinents einordnen lassen. Eine Reihe von Monographien (FERD. ROEMER; GÜRICH, L.-V. 61. 62; SOBOLEW, L.-V. 125—127), haben sich mit dem Paläozoikum oder speziell dem Oberdevon des Polnischen Mittelgebirges befaßt, so daß wir daraus einigermaßen hinlängliche Daten für unsere Zwecke schöpfen können.

Das Oberdevon beginnt nach GÜRICH in der Umgegend von Kjelce mit den „Übergangsschichten an der Wietrznia“, die jedoch neben oberdevonischen Fossilien noch zahlreiche mitteldevonischen Alters führen. Typisch oberdevonisches Gepräge tragen jedoch die darüber folgenden Riffbildungen vom Kadzielnia-Berge unweit Kjelce mit zahlreichen Korallen, Stromatoporen sowie einer typisch oberdevonischen Brachiopodenfauna, die ihr Analogon in der des Iberger Kalkes findet.

Über diese Riffkalke legen sich dann graue, oft rötlich geflamme plattige Kalke, die in ihrer Cephalopodenfazies durchaus der *Manticoceras*-Stufe des Rheinischen Gebirges entsprechen und nach GÜRICH zur Hauptsache folgende Formen führen:

Manticoceras intumescens BEYR. sp.

Manticoceras calculiforme BEYR. sp.

Tornoceras auris QUENST. sp.

Buchiola retrostriata v. B. sp.

Buchiola angulifera RMR. sp.

Des weiteren werden aus diesem Horizont von Swiętomarz und anderen Orten, bei Szydłówek in Verbindung mit angeblich mitteldevonischen Stinkkalken, Schiefer mit *Buchiola retrostriata* v. B. sp., *Tentaculites tenuicinctus* RMR. und *Entomis serratostrata* SDBG. sp. genannt, die vielleicht mitsamt jenen Stinkkalken der Fazies der Kellwasserkalke entsprechen.

Tief oberdevonische Riffkalke, wie oben von Kjelce beschrieben, treten uns weiterhin auch in der Umgegend von Lagow entgegen. Darüber folgen dann hier Schiefer und Kalke mit einer außerordentlich individuen- und artenreichen Cephalopodenfauna, die von SOBOLEW (L.-V. 125—127) einer eingehenden Bearbeitung unterzogen wurde. Danach besitzt diese eine weitgehende Übereinstimmung mit der Faunengemeinschaft der Nehdener Schiefer sowie der *Cheiloceras*-Schichten des Enkeberges und von Gattendorf. Nach SOBOLEWS Fossillisten, auf die ich hier verweise, liegt in den Schiefen von Lagow eine Vertretung der beiden Zonen II α und II β vor, die deutlich getrennt sind in eine untere mit *Cheiloceras subpartitum* MSTR. sp. und eine obere mit *Ch. cf. enkebergense* WDKD., *Dimeroceras lentiforme* SDBG. sp. und *Sporadoceras biferum* PHILL. sp. Entsprechende Schichten liegen auch aus der Umgegend von Kjelce vor.

Im Hangenden folgen alsdann Clymenienkalke der *Prolobites*-Stufe mit dem namengebenden *Prolobites delphinus* SDBG. sp. und *Cyrtoclymenia involuta* WDKD. sp., in denen SOBOLÉW annähernd die Gesamtheit der durch WEDEKIND vom Enkeberge beschriebenen Ammonoee fauna nachweisen konnte. Da darunter auch *Pseudoclymenia Sandbergeri* GÜMB. sp., das Leitfossil der unteren Zone III α , genannt wird, ist wohl die Annahme gerechtfertigt, daß sich im Polnischen Mittelgebirge ebenfalls eine Zweiteilung der *Prolobites*-Stufe in die Zonen III α und III β ausgeprägt findet. Die Übereinstimmung dieser wie auch der vorhergehenden Stufe mit den aus Deutschland bekannten Vorkommen ist demnach die denkbar größte.

Die *Postprolobites*-Stufe finden wir in schiefriger Ausbildung bei Kjelce entwickelt, wo sich ihr Vorhandensein durch das Vorkommen von *Platyclymenia annulata* MSTR. red. SCHDWF. und *Postprolobites Yakowlewi* WDKD. (?) verrät, welch letzterem, wie ich annehme, der von GÜRICH genannte *Parodoceras lineare* MSTR. sp. entspricht.

Den Abschluß des Oberdevonprofils bei Kjelce bildet dann die *Laevigites*-Stufe in Gestalt von Schieferen, deren Alter durch folgende von GÜRICH aufgeführte Clymenienarten dokumentiert wird:

Laevigites laevigatus MSTR. red. WDKD.

Oxyclymenia undulata MSTR. red. WDKD.

Cymaclymenia striata MSTR. red. WDKD.

Jüngere Oberdevonschichten als diese sind im Polnischen Mittelgebirge nirgends nachgewiesen worden. Es folgen vielmehr darüber nach den neueren Untersuchungen von CZARNOCKI (L.-V. 17) auch hier Visé-Kalke in transgredierender Lagerung. Durch diese Feststellung gewinnt unsere Kenntnis von der hohen Bedeutung und dem großen Machtbereich der Visé-Transgression an weiterer Ausdehnung. Früher waren als nächst jüngere Sedimente nur Konglomerate, wahrscheinlich Rotliegenden Alters, bekannt, und SOBOLÉW folgerte aus dieser Erscheinungsweise, daß bereits gegen Ende des Oberdevons das gesamte Polnische Mittelgebirge Festland war und seinerseits schon Sedimentmaterial nach der karbonischen Polnisch-schlesischen Senke abgab.

Im Anschluß daran ist noch eine Frage zu erörtern, nämlich die nach dem angeblichen Vorkommen von Clymenien in den *Cheiloceras*-Schichten. So erwähnt GÜRICH

eine kleine Fauna aus mergeligen Schichten von Kjelce, die er seinem mittleren Oberdevon, d. i. der *Cheiloceras*-Stufe, zurechnete. Sie setzt sich namentlich aus *Trimerocephalus typhlops* GÜR., *Posidonia venusta* MSTR. und Ostracoden zusammen, mit denen eine Clymenie, *Cyrtoclymenia Humboldti* PUSCH sp., vergesellschaftet erscheint. Bedauerlicherweise ist nun diese Angabe alsbald in die Literatur übergegangen und zwar in der Form, daß sich *Clymenia Humboldti* in der *Cheiloceras*-Stufe zusammen mit *Cheiloceras sacculus* SDBG. sp. gefunden hätte (vgl. z. B. FRECH, L.-V. 50, S. 177, Anm. 1), eine Auffassung, gegen die sich jedoch in diesem Umfange GÜRICH (L.-V. 62, S. 352) später selbst verwahrte.

Der Altersdeutung GÜRICHs ist nun in erster Linie entgegenzuhalten, daß seine Funde nicht einem einwandfreien Profile entstammen, sondern vielmehr aus Lesesteinen und kleinen Schürfen gewonnen wurden, wodurch bereits ihre Zugehörigkeit zu den anscheinend das Liegendste in den Schurflöchern bildenden *Cheiloceras*-Schichten zweifelhaft wird. Da GÜRICH außerdem als Begleiter von *Clymenia Humboldti* noch *Goniatites linearis* MSTR. zitiert, der, wie ich vermute, mit *Postprolobites Yakowlewi* WDKD. identisch ist, so könnte man annehmen, daß *Clymenia Humboldti* PUSCH eine Form der *Postprolobites*-Stufe ist. An anderer Stelle nennt GÜRICH jedoch die fragliche Clymenie zusammen mit *Oxyclymenia undulata* MSTR. sp., so daß sie möglicherweise auch noch in der *Laevigites*-Stufe vorkommt.

SOBOLEW (L.-V. 125, S. 41) weist dann endlich dem Kalk mit *Clymenia Humboldti* ein etwas jüngeres Alter an als den Schichten mit *Prolobites delphinus* SDBG. sp. und *Cyrtoclymenia involuta* WDKD. sp., was also mit den soeben dargelegten Gedankengängen gut übereinstimmt. GÜRICH selbst ist sich stets über die Altersstellung der *Humboldti*-Mergel im unklaren geblieben. Das einzige Argument, das ihn dazu führte, diese Clymenienbänke dem mittleren Oberdevon zuzurechnen, war lediglich, daß „die petrographische Verknüpfung der Schichten mit den liegenden Partien an den Straßenlöchern eine sehr große ist“ und „ein nicht wegzuleugnender Übergang in der Beschaffenheit der Gesteinsschichten von der Intumescens- bis zur Clymenienbank“ besteht. Der paläontologische Unterschied dagegen beruht nach GÜRICH „eigentlich nur“ in dem Vorhandensein bzw. Fehlen von Clymenien. Dagegen ist nun zu erwidern, daß die petrographischen Grenzen doch keineswegs

immer mit den faunistischen übereinzustimmen brauchen, und daß der paläontologische Befund als das höherwertige stratigraphische Prinzip ausschlaggebend sein dürfte.

Ein anderes Zusammenvorkommen von Clymenien mit Cheiloceraten wird von SOBOLEW (L.-V. 126) beschrieben. Danach sollen in der Ziegeleitongrube von Seklucki bei Kjelce über Clymenienkalken der *Prolobites*-Stufe mit rein Enkeberger Fauna (*Prolobites delphinus* SDBG. sp., *Cyrtoclymenia involuta* WDKD. sp.) Schiefer auftreten, in denen Clymenien wie *Laevigites laevigatus* MSTR. red. WDKD. und *Platyclymenia annulata* GÜMB. red. SCHDWF. mit der Zahl nach überwiegenden *Cheiloceras*-Arten gemischt erscheinen.

Auf Grund der an zahlreichen Oberdevonprofilen Deutschlands sowie des Auslandes (Ural, Cabrières) gesammelten Erfahrungen sehe ich mich jedoch veranlaßt, die hier zugrundeliegenden Beobachtungen in schärfste Zweifel zu ziehen. Ich halte es danach beinahe für ausgeschlossen, daß eine solche Art des Zusammenvorkommens auftreten könnte. Nicht als ob eine Vergesellschaftung von Clymenien mit Cheiloceraten an sich eine Unmöglichkeit wäre; sind uns doch durch die Funde von CLARKE (L.-V. 19) bereits aus der *Manticoceras*-Stufe Amerikas Clymenien (*Acanthoclymenia neapolitana* CLARKE) bekanntgeworden. Des weiteren konnte ich innerhalb des Oberdevons von Gattendorf bereits in den Schichten mit *Pseudoclymenia Sandbergeri* GÜMB. sp., der Zone III α WEDEKINDS, Clymenienarten nachweisen, die im Rheinischen Gebirge erstmalig in der Zone III β in Begleitung von *Prolobites delphinus* SDBG. sp. erscheinen. Von da wäre es dann nur ein kleiner Schritt weiter zurück, wenn sich auch in der *Cheiloceras*-Stufe bereits Clymenien fänden. Dies jedoch als erwiesen anzunehmen, dünken die Angaben SOBOLEWS zu unwahrscheinlich.

Einmal spricht dagegen, daß die Schiefer mit der Mischfauna im Hangenden von den Clymenienkalken der *Prolobites*-Stufe auftreten, und des weiteren, daß zeitlich derartig verschiedene Formen — Stufe II einerseits und IV bzw. V andererseits — miteinander vergesellschaftet sein sollten. Entweder, so nehme ich an, liegen hier Schichtenstörungen, etwa Verfaltungen oder dergleichen vor, so daß die Vergesellschaftung nur eine scheinbare ist, oder aber wir haben es auch hier mit einer Verwechslung von *Cheiloceras* mit

Postprolobites zu tun, wie ich das bereits früher für einige andere Fälle nachweisen konnte (L.-V. 122).

Den Vorkommen des Polnischen Mittelgebirges zunächst gelegen sind die Devonfundpunkte bei Dębniak Westnordwest von Krakau, die von GÜRICH (L.-V. 65) zum Gegenstande einer eingehenden Monographie gemacht wurden. Danach beginnt das Oberdevon hier oberhalb eines Übergangshorizontes mit einer Mischfauna mit dunkelgrauen, mergeligen Kalken, die als Leitform *Liorhynchus cracoviensis* GÜR., die Lokalform des *L. formosus* SCHNUR sp., führen. Sie dürften somit unter Ansehung der Eifeler Verhältnisse der Liegendzone der *Manticoceras*-Stufe, den *Pharciceras*-Schichten in der Cephalopodenfazies, äquivalent sein. An einigen südlicher gelegenen Lokalitäten, in der Umgebung von Zbik, sind diese Schichten auch als Korallenkalke mit *Phillipsastraea* ausgebildet.

Darüber folgen bräunlichgraue bis schwarze Mergelkalke, die durch das häufige Vorkommen von *Liorhynchus laevis* GÜR. charakterisiert sind, und dann in der Rokiczany-Schlucht hellgraue Mergel mit *Manticoceras complanatum* SDBG. sp., *Buchiola retrostriata* v. B. sp. in Gemeinschaft mit typisch oberdevonischen Brachiopoden, die von GÜRICH zu dem Grunder Kalk in Beziehung gesetzt werden. Sie dürften den hangenden Teil der *Manticoceras*-Stufe vertreten.

Als höheres Oberdevon, d. h. Äquivalente des Famennien, werden endlich Kalke angesprochen, die sich durch das Vorkommen von *Pugnax acuminatus* MART. sp. und *Spiriferen* aus der Gruppe des *Sp. Murchisonianum* VERN. auszeichnen. Eine Parallelisierung mit den Cephalopodenhorizonten ist nicht möglich, jedoch steht nach GÜRICH so viel fest, daß das Oberdevon nach seinem Hangenden zu unvollständig ist und in transgredierender Lagerung von dem Kohlenkalk des Unterkarbons bedeckt wird.

Als Bildungsbereich des Dębniaker Oberdevons wird Flachsee angenommen, jedoch keine unmittelbare Strandnähe. Auf sehr geringe Meerestiefe bzw. Strandnähe läßt jedoch m. E. mit Sicherheit die südliche Fazies der Rifffalke von Zbik schließen, und ich halte es daher sehr wohl für wahrscheinlich, daß sich bis hierher ein langgestreckter Landarm der von mir so genannten „Podolischen Insel“ erstreckte, für deren Existenz im folgenden noch die Daten beizubringen sein werden, und die vermutlich auch noch die

Ausbildung des Oberdevons im Polnischen Mittelgebirge mit beeinflußt hat.

Damit kämen wir zu einer Besprechung der oberdevonischen Verhältnisse des eigentlichen Rußland.

b) Rußland.

Im europäischen Rußland können folgende fünf Hauptverbreitungsgebiete devonischer Ablagerungen unterschieden werden:

1. Das nordwestliche Devongebiet, die Provinzen Kurland und Livland, sowie die Gouvernements Pskow, St. Petersburg und Nowgorod umfassend,
2. das zentralrussische der Gouvernements Orel und Woronesh,
3. das am Dnjestr gelegene podolische,
4. das das Timangebirge sowie das Flußgebiet der Petschora umfassende Gebiet und
5. die Devonablagerungen des westlichen Uralabhangs.

In all den genannten Gebieten tritt auch Oberdevon auf, und es wird im folgenden unsere Aufgabe sein, die Oberdevonvorkommen der einzelnen Gebiete einer kurzen Besprechung zu unterziehen, gleichsam als Erläuterung zu der Übersichtstabelle IV neben S. 200.

In den genannten Vorkommen haben wir es jedoch nicht mit scharf voneinander getrennten primären Devonprovinzen zu tun, vielmehr treten gerade zufällig in den genannten Gegenden devonische Ablagerungen zutage bzw. sind bis jetzt hauptsächlich von dort bekannt geworden. Zwischen ihnen finden sich eine Reihe weiterer Vorkommen, die gewissermaßen eine vermittelnde Rolle spielen. So sind z. B. zwischen dem nordwestrussischen und dem zentralrussischen Devongebiet durch Tiefbohrungen in Moskau und südlich davon in Podolsk solche intermediären Punkte bekannt geworden, die uns eine unterirdische Verbindung zwischen den beiderlei Devongebieten unterhalb des Moskauer Steinkohlenbeckens anzeigen. Eine ähnliche Brücke zwischen den beiden genannten devonischen Arealen wird durch das Vorkommen von Smolensk geschlagen.

Derartige Zusammenhänge zwischen den einzelnen Hauptverbreitungsgebieten sind uns noch in anderen Fällen bekannt geworden, die sich vermutlich bei fortschreitender Kenntnis noch weiter vermehren werden.

Das scheint zu beweisen, daß die devonischen Ablagerungen Nordwest- und Zentralrußlands in einem einheitlichen, weit ausgedehnten Meere gebildet wurden. Wenn zwischen den beiden Gebieten geringfügige fazielle Differenzen bestehen, so ist das nur der Ausdruck verschiedener Landferne des ehemaligen Bildungsbereiches. Dementsprechend haben wir im Nordwesten erhebliche Mannigfaltigkeiten im Aufbau der Schichten, durch häufige Küstensenkungen verursacht, große Einförmigkeit der Ablagerungen im mittleren Rußland, wie sie küstenferneren Bildungen eignet.

Wenden wir uns nun der Betrachtung der einzelnen oberdevonischen Gebiete zu.

1. Leider ist unsere Kenntnis des nordwestrussischen Devons nur sehr gering und ausschließlich auf die älteren revisionsbedürftigen Arbeiten von PACHT (L.-V. 105), GREWINGK (L.-V. 59) und ROSEN (L.-V. 120) begründet; als neuere Untersuchungen sind nur die v. TOLLS (L.-V. 131) im Gebiete der kurländischen Aa zu nennen. Immerhin gestatten diese Arbeiten, mit einigen Modifikationen gewisse für uns hier wichtige Tatsachen festzustellen.

Das Devon der fraglichen Gegend baut sich aus den „Unteren Sandsteinen“, einer „Mittleren oder Dolomitstage“ und den sog. „Oberen Sandsteinen“ auf. Innerhalb der Dolomitstage unterscheidet GREWINGK zwei verschiedene Fazies, eine westliche oder „Düna-“ und eine östliche oder „Welikaja-Fazies“, genannt nach den Flußgebieten, in denen sie besonders in die Erscheinung treten. Ich möchte hier jedoch der Vermutung Raum geben, daß sich neben verschiedener Faziesausbildung auch Altersverschiedenheiten geltend machen. Die Dolomitabteilung zählte GREWINGK zum Mitteldevon und hat damit für den größten Teil derselben das richtige getroffen, jedoch kann es jetzt als sicher gelten, daß deren oberste Schichten der tief-oberdevonischen Brachiopodenfazies entsprechen.

Aus dem Düna-Gebiet rechne ich in Übereinstimmung mit BR. DOSS, H. LÖWE (L.-V. 97) u. a. die „Productenzone“ GREWINGKs zum Oberdevon. Sie findet sich hauptsächlich an der Windau, der Abau (bei Irmelau), im Flußgebiete der kurischen Aa (Würzau, Sessau usw.) und charakterisiert besonders das kurische Dolomitgebiet, das GREWINGK dieserhalb als einen Sondertypus seiner Düna-Fazies ansah. Mit Sicher-

heit sprechen in diesem Falle jedoch auch Altersverschiedenheiten mit.

Nach GREWINGK haben die hierher zu zählenden Schichten, Dolomite und Mergel mit häufigen Einschaltungen von Gipslagern, eine Mächtigkeit von 50' und sind hauptsächlich durch folgende Formen charakterisiert:

Spirifer Verneuili var. *Archiaci* MURCH.,

Camarotoechia livonica v. B. sp.,

Productella subaculeata MURCH. sp.,

Strophalosia productoides MURCH. sp.,

Athyris concentrica v. B. sp.,

eine Fauna, die unserer deutschen Brachiopodenfazies eigen bzw. für das sonstige russische Oberdevon bezeichnend ist. Die gleichen Schichten sind nach Doss im Mitauer Bohrloch in einer Mächtigkeit von 26 m erschlossen worden.

VON TOLL, der die Profile am rechten Ufer der Aa und an deren Nebenfluß, der Würzau, in neuerer Zeit untersucht hat, vertritt ebenfalls die Anschauung, daß hier die Schichten, die durch eine der obigen entsprechende Fauna ausgezeichnet sind, samt den sie überlagernden glimmerhaltigen Sanden und Mergeln mit Fischresten dem Oberdevon angehören. Die Schichten lagern hier auf Dolomiten mit *Spirifer Anossofi* VERN., der überaus bezeichnend für das obere Mitteldevon Rußlands ist.

Etwas südlicher, unweit des Gutes Pokroï im Gouvernement Kowno, konnte dann ferner v. TOLL ein echtes Korallenriff nachweisen, das neben zahlreichen Exemplaren von *Cyathophyllum* aff. *caespitosi* GOLDF. noch *Spirifer Verneuili* var. *Archiaci* MURCH. enthält und in folgedessen als typisch oberdevonisch anzusehen ist. An eine genaue Parallelisierung aller dieser Schichten mit dem nach Cephalopoden gegliederten Oberdevonprofil ist naturgemäß bei dem vollkommenen Fehlen von Cephalopoden nicht zu denken.

Die Ablagerungen im Gebiete der Welikaja-Fazies, d. h. des Devonstriches zwischen dem Pleskauer- und Ilmensee in den Gouvernements Petersburg, Nowgorod und Pleskau sind nach GREWINGK von WENJUKOFF (L.-V. 150) einer erneuten Bearbeitung unterzogen und in eingehender Weise mit den entsprechenden zentralrussischen Bildungen verglichen worden. WENJUKOFF gelangte hier zu einer Gliederung der mittleren Dolomitstage, bestehend aus Dolomiten mit gelegentlichen Sandsteineinlagerungen, in vier

Horizonte, von denen uns hier nur die beiden hangendsten, der sog. 3. und 4. Horizont, interessieren.

Ersterer, der hauptsächlich am südwestlichen Ufer des Ilmensees in der Umgegend von Staraja Russa, bei Swinord, an der Welikaja bei Ostrow und an dessen Nebenfluß Wjada verbreitet und gut aufgeschlossen ist, zeichnet sich durch eine seinem Liegenden gegenüber durchaus verschiedene und selbständige Fauna aus, die hauptsächlich aus *Spirifer Verneuili* MURCH., *Cyrtina heteroclyta* DEFR., *Pugnax pugnax* MART. sp. und *Bellerophon lineatus* GOLDF. besteht und der westeuropäischen Brachiopodenfazies durchaus ähnlich ist. Hinzu tritt dann noch eine Reihe typisch russischer Brachiopodenformen, für die uns die Vergleiche fehlen, sowie eine relativ artenreiche Lamelibranchiaten-Fauna und vereinzelte Vertreter der Cephalopoden, wie *Gomphoceras* und *Phragmoceras*.

Über diesen Schichten, die in vielen Gegenden direkt von der oberen Sandsteinstufe überlagert werden, liegt nun angeblich an anderen Orten, z. B. bei Cholm am Flusse Lowatj, eine weitere Kalkfolge, der 4. Horizont WENJUKOFFS (a. a. O. S. IV), ausgezeichnet durch das überaus häufige Vorkommen des typisch mitteldevonischen *Spirifer Anossofi* VERN., wodurch sich WENJUKOFF veranlaßt sah, den oben behandelten 3. Horizont gleichfalls ins Mitteldevon zu versetzen. TSCHERNYSCHJEFF (L.-V. 133, S. 202) stellte dann später diesen augenscheinlichen Irrtum richtig mit dem Bemerkungen, daß für diese Überlagerung des 3. Horizontes durch die am Lowatj entwickelten Kalke mit *Spirifer Anossofi* jegliche Anhaltspunkte fehlen, und vergleicht zum Schluß die Fauna der fraglichen Schichten mit der der typisch oberdevonischen Bildungen des Urals. Nach der dabei resultierenden Übereinstimmung kann kein Zweifel mehr an dem oberdevonischen Alter des 3. Horizontes WENJUKOFFS bestehen.

Ließen uns schon manche der oben angeführten Daten, so z. B. der petrographische Charakter der behandelten Bildungen, ihre gelegentliche Gips- und Salzföhrung, Riffbildung u. a. m., die Nähe der Meeresküste vermuten, so beweisen es direkt die unmittelbar nördlich dieser Punkte gelegenen Vorkommen des sog. oberen Sandsteines, des in Old-Red-Fazies ausgebildeten Oberdevons, dem eine Entstehung im Bereiche des Kontinentalsockels zuzuschreiben ist. Sehen wir, was auch häufig vorkommt, typisch marine

oberdevonische Bildungen von solchen oberen Sandsteinen überlagert, so deutet uns das gewisse Oszillationen im Verlauf der Küste an bzw. eine bereits bemerkbare Regression des höher oberdevonischen Meeres.

Solchen kontinentalen Sandsteinen, deren oberdevonisches Alter im Gegensatz zu den soeben behandelten Bildungen nie in Zweifel gezogen wurde, und die durch Fischführung ausgezeichnet sind, begegnen wir an und östlich der Windau und sodann in einiger Ausdehnung an der Düna zwischen Jungfernhof und Lennewaden. Etwas südlicher wurden sie mit 29 m Mächtigkeit im Mitauer Bohrloch durchsunken. An allen soeben genannten Lokalitäten überlagern sie marines Oberdevon und zeigen uns eine Verschiebung der Küste nach Süden hin an, während zur Zeit der größten Ausdehnung des Oberdevonmeeres die Küste weiter im Norden gesucht werden muß. Des weiteren sind die oberen Sandsteine, wie bereits angedeutet, weit verbreitet in den Gouvernements Pleskau und Nowgorod und bilden hier sichere Anzeichen für den Verlauf der Südküste des Nordatlantischen Kontinents.

2. Besser bekannt dank der eingehenden Untersuchungen TSCHERNYSCHOFFS (L.-V. 132) und WENJUKOFFS (L.-V. 150) und daher hier kürzer zu behandeln sind die zentralrussischen Devonvorkommen, die sich in der Umgegend von Orel und Woronesh finden. Weit verbreitet sind hier Kalke, denen selten Tone oder Sandsteinbänke eingelagert sind und die von WENJUKOFF in fünf verschiedene Horizonte eingeteilt wurden. Die beiden obersten derselben wurden von WENJUKOFF bereits dem Oberdevon zugezählt.

Der liegendere von beiden, der „Horizont von Jeletz“, ist hauptsächlich in der Umgebung von Jeletz, Lipetzk und Grjasi ausgebildet und führt eine vorwiegende Brachiopodenfauna, die mit der unserer deutschen Ibergerfazies einerseits und der der oberdevonischen Bildungen des Urals andererseits identisch bzw. doch nahe verwandt damit ist. Die paläontologische Übereinstimmung dieser Schichten mit dem 3. Horizont der Gegend von Pleskau ist eine vollkommene.

Auf den Horizont von Jeletz folgt dann der von Lebedjan aus der Umgegend des namengebenden Ortes Lebedjan und von Orel. Die Schichten sind vorläufig noch

ungenügend paläontologisch charakterisiert und hauptsächlich durch das häufige Vorkommen von *Arca Oreliana* VERN. ausgezeichnet. Daneben kommt noch *Spirifer Verneuili* var. *Archiaci* MURCH. vor. Bemerkenswert ist, daß an der Basis des Horizontes Stromatoporenriffe auftreten, die uns auf Flachmeer hinweisen.

Hinzu tritt als weiterer Horizont der von Woronesh, eine typisch oberdevonische Fauna enthaltend, der nun aber von WENJUKOFF nicht zum Oberdevon gestellt wurde, da der genannte Autor, wie oben bereits angegeben, in dem Irrtum befangen war, daß diese Schichten von mitteldevonischen Kalken mit *Spirifer Anosofi* VERN. überlagert würden. TSCHERNYSCHJEFF (a. a. O. S. 203) konnte auch hier die Haltlosigkeit dieser Annahme beweisen. Die beiden anderen von WENJUKOFF ausgeschiedenen Horizonte sind dem Mitteldevon zugehörig.

Angesichts der weitgehenden Übereinstimmungen zwischen beiden Gebieten gewinnt die oben ausgesprochene Vermutung, daß die nordwest- und zentralrussischen Bildungen eine einheitliche Masse bilden und in ein und demselben weiten Meere, das, wie wir sehen werden, auch das Petschora-Land noch mit umfaßte, zur Ablagerung gelangt sind, fernerhin an Wahrscheinlichkeit. Auf einige zwischen beiden vermittelnde Vorkommen wurde bereits oben hingewiesen. Ebenso wurden auch geringe fazielle Differenzen schon als Folgeerscheinungen verschiedener Entfernung von der Küste gedeutet. In der Tat haben wir es in dem zuletzt behandelten Gebiete, wenn auch mit Flachmeerbildungen, so doch mit solchen von größerer Küstenferne zu tun. Mittel- und oberdevonische Old-Red-Gesteine finden sich hier nicht, also auch bei der hoch oberdevonischen Meeresregression weicht die Küste nicht bis hierher zurück, so daß z. B. im Moskauer Becken kalkiges Oberdevon direkt vom Karbon überlagert wird.

3. Über das Vorkommen von Oberdevon am Dnjestr in Podolien und Wolhynien stehen uns wieder nur wenige Daten zu Gebote. Tief mitteldevonische Old-Red-Sandsteine sind schon seit langem aus diesem Gebiet bekannt. In neuerer Zeit hat nun LASKAREV (L.-V. 91) aus dem Distrikte Dubno auch kalkige Dolomite beschrieben, deren oberer Teil wahrscheinlich dem Oberdevon zugehört auf Grund einiger Fossilien, die in den oben behandelten Devongebieten leitend für das Oberdevon sind.

Die Auffindung dieser oberdevonischen Schichten in Wolhynien ist von größerem paläogeographischen Interesse, deuten sie uns doch an, daß das Oberdevonmeer bis hierher seine Fluten erstreckte. Das Festland, das H. LÖWE (L.-V. 97, S. 115) im Dnjepr- und Dnjestr-Gebiet annimmt, ist daher bei weitem zu groß dargestellt worden. Auch ich nehme an, daß das kristallinische Gebirge des podolischen Horstes zur Zeit des Mittel- und Oberdevons Land war, da es, soweit bisher bekannt, überall von jüngeren Ablagerungen bedeckt wird, und das Mitteldevon ausschließlich auf die den Horst einfassenden Senkungsfelder beschränkt ist. Diese ehemalige Landmasse wird hier als „Podolische Insel“ bezeichnet.

4. Die devonischen Ablagerungen an der Petschora sind uns durch die eingehenden Untersuchungen KEYSERLINGS (L.-V. 85), TSCHERNYSCHOFFS (L.-V. 132) und HOLZAPFELS (L.-V. 73) gut bekannt, und es genügt für unsere Zwecke, in Kürze einige Fossil- und Profilangaben nach den letzteren beiden Autoren zu zitieren.

Von besonderem Interesse sind hier die Aufschlüsse an der Uchta und deren Nebenflüssen, wo sich die bekannten Domanik-Schiefer und -Kalke mit ihrer charakteristischen Goniatictenfauna finden. Sie werden angeblich unterlagert von tonigen Kalksteinen und Schiefern mit einer Formengemeinschaft, die der Fauna der oberdevonischen Brachiopodenfazies entspricht. Diese Schichten lagern dann ihrerseits wieder auf mitteldevonischen Kalken mit *Spirifer Anosofi* VERN.

Die Cephalopodenfauna des Domanik, deren Beschreibung wir HOLZAPFEL verdanken, weist nach WEDEKIND (L.-V. 146, S. 133) nahe Beziehungen zu den bekannten westeuropäischen Goniatictenfaunen auf und entspricht den Oberdevonzonen Ia bis Iγ. Da danach also innerhalb der Domanik-Fauna bereits tiefstes Oberdevon vertreten ist, möchte ich hier die Vermutung aussprechen, daß die Domanik-Bildungen und die Brachiopodenfazies weniger altersverschieden sind, was nach der Literatur auch nicht in einwandfreien zusammenhängenden Profilen beobachtet zu sein scheint, als daß sie vielmehr nebeneinander vorkommende und sich gegenseitig vertretende Fazies darstellen.

Im Nordtiman an der Zylma finden wir dann wiederum Kalke in Brachiopodenfazies, deren Fauna der obengenannten Schichten durchaus gleicht.

Erwähnenswert wegen ihres eigentümlichen lithologischen Charakters sind dann zuletzt noch die Vorkommen an den Ufern der Ishma bei Ust-Uchta. Es sind das Mergel und Tone mit Gipslagern, Kalksteine mit reicher Fischfauna (*Bothryolepis*, *Pterichtys*, *Glyptolepis*, *Dimercanthus*), sowie andere mit *Arca Orelana* VERN., die zufolge ihrer petrographischen Ausbildung und ihres Fauneninhaltes auf große Küstennähe hinweisen. In sämtlichen Schichten tritt *Spirifer Verneuili* var. *Archiaci* MURCH. auf, so daß wir es also mit zweifellosen Oberdevonablagerungen zu tun haben. Diese Vorkommen sprechen dafür, daß sich hier zwischen Timan und Ural eine Halbinsel des Nordatlantischen Kontinents vorstreckte, was bereits TSCHERNYSCHJEFF, wenn auch auf Grund anderer Gedankengänge, vermutete, und was dann auch bei der bildlichen Darstellung H. LÖWES (L.-V. 97, S. 115) zum Ausdruck gekommen ist.

5. Es erübrigt nun noch, die hierher gehörigen Ablagerungen des Urals in Kürze zu skizzieren. Soweit das die Arbeiten TSCHERNYSCHJEFFS (L.-V. 132, 133) bisher erkennen lassen, sind auch hier im Oberdevon zwei verschiedene, teilweise auch wohl verschiedenaltige Fazies zu unterscheiden. Das ist einmal die Brachiopoden- bzw. Ibergerfazies, als deren Hauptvorkommen Kynowsk, der Jaiva- und Wilwa-Fluß sowie der See Koltuban zu gelten haben. Als charakteristische Fossilien sind zu nennen:

- Manticoceras intumescens* BEYR. sp.,
- Manticoceras bisulcatum* RMR. sp.,
- Tornoceras simplex* v. B. sp.,
- Buchiola retrostriata* v. B. sp.,
- Ontaria concentrica* v. B. sp.,
- Spirifer Verneuili* var. *Archiaci* MURCH.,
- „ *zickzack* RMR.,
- „ *bifidus* RMR.,
- „ *simplex* PHILL.,
- Hypothyris cuboides* Sow. sp.,
- Liorhynchus formosus* SCHNUR. sp.,
- Cyrtina heteroclyta* DEFR.,
- Strophalosia productoides* MURCH. sp.

Bemerkenswert ist das starke Hervortreten der Cephalopoden in dieser Brachiopodenfauna, in welcher Hinsicht die Bildungen des Iberges im Oberharz ja bisher immer als einzig dastehend galten. Kalke mit typisch oberdevonischer

Brachiopodenfauna treten uns dann weiterhin noch in den Mugodjaren, den südlichen Ausläufern des Urals; bei Kauldjar und Schuldak entgegen.

Dem gegenüber steht die reine Cephalopodenfazies. Aus den *Manticoceras*-Schichten des Dorfes Mursakajewa, wo zum erstenmal im Ural von KARPINSKY Goniatiten-Schiefer festgestellt wurden, nennt TSCHERNYSCHJEFF (L.-V. 133) folgende Formen:

Manticoceras intumescens BEYR. sp.,

Manticoceras Ammon KEYSERL. sp.,

Tornoceras simplex v. B. sp.,

Tentaculites tenuicinctus RMR.,

Buchiola retrostriata v. B. sp.

Aus den hellgrauen Kalken der oberen Horizonte von Mursakajewa, die TSCHERNYSCHJEFF nicht getrennt hält, werden u. a.

Cheiloceras Verneuli MSTR. sp.,

Clymenia Tschernyschewi RZEH.,

(= *Cl. annulata* TSCHERN.),

Clymenia flexuosa MSTR.,

Clymenia Krasnopolski TSCHERN.

namhaft gemacht; wir haben es also hier mit einer Stellvertretung der *Cheiloceras*- bis zur *Postprolobites*- oder gar *Laevigites*-Stufe hinauf zu tun. *Cheiloceras*-Schichten treten uns dann weiterhin noch in kalkiger Ausbildung an der Jaiva entgegen.

Für die Cephalopodenschichten von Werchne-Uralsk im Ostural konnte dann PERNA (L.-V. 110, 111) eine weitgehende Übereinstimmung der dort auftretenden Stufen I—IV (bzw. vielleicht gar V) selbst in ihrer feineren Gliederung mit denen im Rheinischen Gebirge und andererseits auch denen von Ebersdorf nachweisen. Die Ähnlichkeit ist eine derart vollkommene, daß nicht nur die Faunen mit ihren einzelnen Arten hier wie dort durchaus übereinstimmen, sondern sogar die Art der Erhaltung und alle übrigen Nebenerscheinungen einander vollkommen gleichen. So ist mir eine von PERNA bei Werchne-Uralsk gesammelte Cephalopodensuite (Geol. Institut Göttingen) bekannt, die von einer solchen des Enkeberges kaum zu unterscheiden ist.

Aus den Gouberlinskischen Bergen im Südostural sind uns dann endlich noch durch LÖWINSON-LESSING (L.-V. 98) höhere cephalopodenreiche Oberdevonschichten

bekanntgeworden; die etwa den Stufen III—VI entsprechen werden.

Für die Zeit der *Manticoceras*-Stufe nimmt TSCHERNYSCHJEFF eine ungehinderte Meeresverbindung wenigstens zwischen dem Petschoragebiet und dem uralischen Becken an, so daß diese „ein einziges großes Bassin mit einförmiger charakteristischer Ammoneenfauna bildeten“. Namentlich im Mitteldevon scheinen jedoch noch einige bedeutsame Unterschiede zwischen den genannten Provinzen zu bestehen, so daß es unserer jetzigen Kenntnis wohl am besten entspricht, wenn man mit TSCHERNYSCHJEFF annimmt, daß zu dieser Zeit das uralische Bassin von dem des Petschoralandes und Zentralrußlands durch eine Barre getrennt war und nur eine Meeresenge in der Petschoragegend und eine andere im Südosten freiblieb. Aber auch zur jüngeren Oberdevonzeit müssen hier irgendwelche Landmassen bestanden haben, die geeignet waren, klastische Sedimentmaterialien zu liefern; denn nach den Untersuchungen PERNAS (a. a. O.) wissen wir, daß in der Umgebung von Werchne-Uralsk über der *Laevigites*-Stufe mächtige Schiefer und Sandsteine folgen, die vielleicht mit dem rheinischen Fossley und den Pönsandsteinen zu vergleichen sind. Inwieweit etwa diese Barre zur Zeit der größten Ausdehnung des Oberdevonmeeres fiel, muß dabei vorläufig eine offene Frage bleiben.

Erläuterung zu Tafel VI.

Wie die vorliegende Arbeit neben der Ausdeutung und teilweise erforderlichen Neubearbeitung zahlreicher Oberdevonprofile nur einen Versuch zur Paläogeographie des Oberdevonmeeres darstellt, ist die beigegegebene Kartenskizze noch weit mehr als ein solcher, und zwar recht unzulänglicher, aufzufassen. Nicht nur, daß für sie alle die prinzipiellen „Einwände“ gelten, die fast allgemein paläogeographischen Kartendarstellungen¹¹⁾ gegenüber zu erheben sind, es treten vielmehr noch starke Mängel hinzu, die in dem Gegenstand selbst, in unserer bisher nur recht lückenhaften Kenntnis vom Oberdevon begründet sind; Lücken, die bei dem Versuch eines graphischen Entwurfs weit schmerzlicher fühlbar werden, als es bei der unbestimmteren beschreibenden Darstellung der Fall ist. Dennoch glaubte ich, nicht auf

¹¹⁾ E. DACQUÉ, Paläogeographische Karten und die gegen sie zu erhebenden Einwände. Geolog. Rundschau, IV, 1913, S. 186 bis 206.

eine kartistische Niederlegung verzichten zu sollen, da diese einen bestimmten Gedankenkreis in größerer Übersichtlichkeit zum Ausdruck zu bringen geeignet ist.

Was die Karte geben soll, ist lediglich eine rohe Umrißskizze des Oberdevonmeeres zu den Zeiten seiner jeweils größten Verbreitung. All die mannigfaltigen Wechselverhältnisse in der Konfiguration von Land und Meer während der einzelnen oberdevonischen Perioden mußten dabei außer acht bleiben, so daß also das Bild nur gewissermaßen einen auf die positive Seite verschobenen Durchschnittswert der Meeresausdehnung innerhalb der verschiedenen Oberdevonzonen vermittelt. Eintragungen jeglicher weiterer Einzelheiten, so über relative Meerestiefen, -strömungen, Riffbildungen usw., die zum Wesen einer paläogeographischen Karte gehören, mußten unterbleiben, einmal angesichts des kleinen Maßstabs der Karte und der Größe des behandelten Gebiets, zum anderen aber namentlich wegen des häufigen Fehlens einschlägiger Daten. Lediglich die faziellen Verhältnisse der einzelnen Fundpunkte konnten durch besondere Signaturen zum Ausdruck gebracht werden. Aber auch da handelt es sich vielfach nur um eine Art von Einheitswerten; denn bei den als Cephalopodenfazies signalisierten Lokalitäten beispielsweise ist keineswegs überall die Gesamtheit des Profils cephalopodenführend ausgebildet, sondern es können auch da bisweilen abweichende Faziesbildungen eingreifen.

Als recht problematisch hat die Darstellung der beiden dem uralischen Meer vorgelagerten Inseln zu gelten. Ebenso unsicher ist auch Größe und Gestalt der Podolischen Insel, deren Eintragung lediglich eine ungefähre Vorstellung von einer hier anzunehmenden Landmasse gewähren soll. Relativ am besten bekannt ist noch die Konfiguration der Alemannischen Insel. Aber auch hier wird bei fortschreitender Kenntnis mit mancherlei Korrekturen zu rechnen sein. Eine solche ist vielleicht schon dadurch gegeben, daß nach KOHLERS (L.-V. 87, S. 55) schönen Untersuchungen die Münchberger Gneisinsel nicht eine alte Masse bildet, wie oben (S. 165) angenommen wurde, sondern ein wahrscheinlich erst in nachkulkmischer Zeit intrudiertes Granitmassiv darstellt. Unter Zugrundelegung dieser Auffassung würde alsdann zur Oberdevonzeit hier mit aller Wahrscheinlichkeit noch kein Kontinentalgebiet vorgelegen haben. Ähnliches gilt für den sächsischen Granulitlakkolithen, der vielleicht erst während des Oberdevons selbst emporgedrungen ist, aber anscheinend gegen dessen Ausgang bereits Geröllmaterialien geliefert hat.

Verzeichnis der benutzten Literatur.

Abkürzungen.

- N. Jb. Min. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Bbd. = Beilageband usw. Centr. = Centralblatt usw.
 Jb. La. = Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt. Abh. = Abhandlungen usw.
 Palaea. = Palaeontographica.
 Bull. France = Bulletin de la Société Géologique de France.
 Ann. Nord = Annales de la Société Géologique du Nord. Mém. = Mémoires etc.

1. J. AHLBURG, Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Jb. La. XXXI, Teil I, 1910, S. 448—481.
2. CH. BARROIS, Le marbre griotte des Pyrénées. Ann. Nord VI, 1878, S. 270—300.
3. — Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Mém. Nord II. 1882.
4. — Des Relations des Mers Dévoniennes de Bretagne et des Ardennes. Ann. Nord XXVII, 1898, S. 231—259.
5. — Les goniatites du Ravin de Coularie. Ann. Nord XXVII, 1898, S. 260—264.
6. J. BERGERON, Etude paléontologique et stratigraphique des terrains anciens de la Montagne Noire. Bull. France 3. sér. XV, 1887, S. 373—383.
7. — Réponse au Dr. FRECH de Halle. Ebendas. 3. sér., XVI, 1888, S. 935—947.
8. — Etude géologique du Massiv Ancien situé au sud du Plateau Central. Paris, 1889.
9. L. BEUSHAUSEN, Das Devon des nördlichen Oberharzes. Abh. La., 1900.
10. — und A. DENCKMANN, Ergebnisse eines Ausflugs in den Oberharz zu Pfingsten 1894. Diese Zeitschr. 46, 1894. S. 480—481.
11. — A. DENCKMANN und M. KOCH, Neue Beobachtungen aus dem Unterharze. Jb. La. XVI, 1895, S. 127—130.
12. A. BODE, Oberdevon am Oberharzer Diabaszuge. Diese Zeitschr. 58, 1906. Protokolle S. 53.
13. A. BORN, Die geologischen Verhältnisse des Oberdevons im Aeketal (Oberharz). N. Jb. Min., Bbd. XXXIV, 1912, S. 553—632.
14. — Über eine Vergesellschaftung von Clymenien und Cheiloceren. Diese Zeitschr., 64, 1912. Monatsber. Nr. 11. S. 537.
15. A. BRESSON, Etudes sur les Formations anciennes des Hautes- et Basses-Pyrénées (Haute Chaîne). Bull. d. services de la carte géol. de la France etc. Nr. 93, XIV, 1903, S. 1—278.
16. Carte Géologique de la Russie d'Europe éditée par le Comité géologique, 1892.

17. J. CZARNOCKI, Kilka słów o adkrycin utworów Karbónskich w górach Świętokrzyskich. *Comptes Rendus de la Soc. des Sciences de Varsovie*, 1916. IX. Année, Bd. 8, S. 22.
18. J. M. CLARKE, Die Fauna des Iberger Kalkes. *N. Jb. Min., Bbd. III*, 1884, S. 316—411.
19. — The Naples Fauna (Fauna with *Manticoceras intumescens*) in Western New York. 16th. ann. report of the state geologist, 1898, S. 29.
20. E. DACQUÉ, Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena, 1915.
21. W. DAMES, Über die in der Umgebung Freiburgs in Niederschlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. *Diese Zeitschr.* 22, 1868, S. 469—508.
22. E. DATHE, Die Lagerungsverhältnisse des Oberdevons und Kulms am Kalkberge bei Ebersdorf i. Schl. *Jb. La. XXI*, 1900, S. 214—237.
23. — Erläuterungen zu Blatt Neurode der Geolog. Karte v. Preußen. Liefg. 115. 1904.
24. — und E. ZIMMERMANN, Erläuterungen zu Blatt Freiburg der Geolog. Karte v. Preußen, Liefg. 145. 1912.
25. A. DENCKMANN, Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwalde und in einigen benachbarten Devongebieten. *Jb. La.* 1894, S. 8.
26. — Bericht über die wissenschaftlichen Resultate seiner Aufnahmen im Sommer 1895. *Ebendas.* 1895, S. XXXII bis LXIV.
27. — Über das Oberdevon auf Blatt Balve (Sauerland.) *Ebendas.* 1900, S. I.
28. — Der geologische Bau des Kellerwaldes. *Abh. La.* 1901.
29. — Erläuterungen zu dem Blatte Kellerwald der Geolog. Karte v. Preußen. Liefg. 116, 1902.
30. — Über Devon und Karbon des Sauerlandes. *Jb. La. XXIII*, 1902, S. 554.
31. — Über die untere Grenze des Oberdevons im Lenne-tal und im Hönnetal. *Diese Zeitschr.* 55, 1903, S. 393.
32. — Über eine Exkursion in das Devon- und Kulmgebiet nördlich von Letmathe. *Jb. La. XXVII*, 1906, S. 20—47.
33. — und H. Lotz, Über einige Fortschritte in der Strati-graphie des Sauerlandes. *Diese Zeitschr.* 52, 1900, S. 564.
34. R. DOUVILLÉ, La Péninsule Ibérique. A. Espagne. *Hdb. d. Region. Geologie*, Bd. III, 3. 7. Heft, 1911.
35. FR. DREVERMANN, Die Fauna der oberdevonischen Tuff-breccie von Langenaubach bei Haiger. *Jb. La.* 1900, S. 99—207.
36. — Über eine Vertretung der Etroeungt-Stufe auf der rechten Rheinseite. *Diese Zeitschr.* 54, 1902, S. 480 bis 524.
37. A. DUMONT, Mémoire sur les Terrains Ardennais et Rhénan, 1846.
38. E. DUPONT und M. MOURLON, Explication de la feuille de Dinant. *Serv. de la carte géolog. du Royaume.* Brüssel 1883.
39. T. DYBCZYNSKI, Les ammonites du Dévonien supérieur de Kjelce en Pologne. *Kosmos XXXVIII*, 1913, S. 1—16.

40. J. W. EVANS, The British Isles. Hdb. d. Region. Geologie, Bd. III. 1, 20. Heft, 1917.
41. J. FELSCH, Die Schichtenfolge des unteren Kulms in der Umgegend des Münchberger Gneissmassivs. Dissertat. Jena, 1911.
42. A. FOORD and G. CRICK, Catalogue of the Fossil Cephalopoda in the British Museum. Part III, 1897.
43. FR. FRECH, Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Diese Zeitschr. 37, 1885, S. 21. Nachtrag dazu ebendas. S. 946.
44. — Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc). Ebendas. 39, 1887, S. 360—487.
45. — Über das Devon der Ostalpen. I. Ebendas. 39, 1887, S. 659. II. Ebendas. 43, 1891, S. 672.
46. — Geologie der Umgegend von Haiger bei Dillenburg. Abh. La. VIII, 4, 1887, S. 1—36.
47. — Über die Altersstellung des Grazer Devons. Mitt. d. naturwissensch. Vereins f. Steiermark, 1887, S. 1—20.
48. — Das französische Zentralplateau. Eine Skizze seiner geolog. Entwicklung. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. XXIV, Heft 2, 1889.
49. — Die karnischen Alpen. Halle 1894.
50. — Lethaea palaeozoica. Bd. II, 1. Stuttgart 1897—1902.
51. — Über devonische Ammonoiten. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österreich-Ungarns. XIV, 1902.
52. A. FUCHS und P. KRUSCH, Erläuterungen zu den Blättern Iserlohn, Hagen und Hohenlimburg der Geolog. Karte v. Preußen. Lieferg. 163. 1911.
53. H. B. GEINITZ, Die Versteinerungen der Grauwackenformation in Sachsen und den angrenzenden Länderabteilungen. II. 1853.
54. G. GEYER, Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten. Jb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, XLVII, 1897, S. 295.
55. J. GOSSELET, Le calcaire dévonien supérieur dans le N.-E. de l'arrondissement d'Avesnes. Ann. Nord. IV, 1877, S. 238—272.
56. — Esquisse géolog. du nord de la France. I. Terrains primaires. Lille 1880.
57. — De l'envahissement successif de l'ancien continent cambrien et silurien de l'Ardenne par les mers dévoniennes. Bull. France, 3. sér. V, 1887, S. 249—257.
58. — L'Ardenne. Paris 1888.
59. C. GREWINGK, Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzender Gebiete. Arch. f. Naturk. Liv-, Est- und Kurlands. 1. Ser. II, 1861.
60. C. W. GÜMBEL, Geognost. Beschreibung des Königreichs Bayern. 3. Fichtelgebirge. 1879.
61. G. GÜRICH, Das Paläozoikum im Polnischen Mittelgebirge. Verh. d. Kaiserl. Russ. Mineral. Gesellsch. 32, 1896.
62. — Nachträge zum Paläozoikum des Polnischen Mittelgebirges. N. Jb. Min. Bdd. XIII, 1899—1901, S. 331—388.
63. — Über Gabbro im Liegenden des oberdevonischen Kalkes von Ebersdorf bei Neurode i. d. Grafschaft Glatz. Diese Zeitschr. 52, 1900. Briefl. Mitt. S. 161—164.

64. G. GÜRICH. Zur Diskussion über das Profil von Ebersdorf. *Ebendas.* 51, 1902, S. 57—65.
65. — Devon von Debnick bei Krakau. *Beitr. z. Paläont. und Geol. Österreich-Ungarns*, XV, 1903, S. 127.
66. — Clymenienkalk von der Conrad-Mühle in Polsnitz bei Freiburg i. Schl. *Jb. La.* XXX, Teil II, 1909, S. 341—344.
67. E. HAUG, *Traité de Géologie*. II. Paris 1908—1911.
68. W. HENKE, Zur Stratigraphie des südwestl. Teiles der Attendorn-Elisper Doppelmulde. *Dissertat.* Göttingen 1907.
69. — Goniatiten im Fossley bei Iserlohn. *Jb. La.* XXXI, Teil II, 1910, S. 456—458.
70. — Exkursionsführer durch die Attendorn-Elisper Doppelmulde. *Ber. d. Niederrhein. geolog. Vereins*, 1912.
71. — Über die Gliederung des Devons des östl. Sauerlandes. *Diese Zeitschr.* 65, 1913. *Briefl. Mitt.* S. 602—606.
72. E. HOLZAPFEL, Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1896. *Jb. La.* XVII, 1896, S. XXXVIII bis XLVIII.
73. — Die Cephalopoden des Domanik im südl. Timan. *Mém. du Comité géol.* XII, 1899.
74. — Einige Beobachtungen über „Flinz“ und „Büdesheimer Schiefer“. *Verhandl. d. Naturhist. Vereins d. Rheinl. Westfal.* usw., 58, 1901, S. 181—201.
75. — Die Faziesverhältnisse des Rhein. Devons. v. KOENEN-Festschrift, 1907.
76. — Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. *Abh. La.* 1910.
77. — Erläuterungen zu den Blättern Aachen u. Stolberg d. Geol. Karte v. Preußen. *Lieferg.* 141, 1911.
78. E. KAYSER, Studien aus dem Rheinischen Devon:
 - I. Devon der Gegend von Aachen. *Diese Zeitschr.*, 22, 1870.
 79. — II. Die devonischen Bildungen in der Eifel. *Ebendas.*, 23, 1871.
 80. — III. Die Fauna des Roteisensteins von Brilon i. Westf. *Ebendas.*, 24, 1872.
 81. — IV. Die Fauna des Nierenkalkes vom Enkeberg. *Ebendas.*, 25, 1873.
 82. — Beitr. zur Kenntnis von Oberdevon und Kulm am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. *Jb. La.* 1881, S. 50.
 83. — Über das Devon in Devonshire und im Boulonnais. *N. Jb. Min.* 1889, I., S. 176.
 84. — Erläuterungen zu den Blättern Dillenburg, Oberscheld, Herborn und Ballersbach der Geologischen Karte von Preußen. *Lief.* 101, 1907.
85. A. KEYSERLING, Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschoraland im Jahre 1843. 1846.
86. M. KOCH, Gliederung und Bau der Kulm- und Devonablagerungen des Hartenberg-Büchenberger Sattels nördlich von Elbingerode im Harz. *Jb. La.* XVI, 1895, S. 131 bis 164.

87. E. KOHLER, Über den geologischen Aufbau der Münchberger Gneisinsel. Geognost. Jahresh. 27, 1914, S. 27—57.
88. FR. KOSSMAT, Übersicht der Geologie von Sachsen. Leipzig 1916.
89. P. KRUSCH, Erläuterungen zu dem Blatt Menden der Geologischen Karte von Preußen. Lief. 163, 1911.
90. A. DE LAPPARENT, Traité de Géologie, II., 4. Aufl. Paris 1900.
91. V. LASKAREV, Recherches géol. dans les districts d'Ostrog et de Doubno. Bull. du Comité Géolog. XXIII, 8, 1904.
92. R. LEPSIUS, Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten, I—III, 1. Stuttgart, Leipzig 1887—1913.
93. FR. LEYH, Beitr. zur Kenntnis des Paläozoikums der Umgegend von Hof a. S. Diese Zeitschr., 49, 1897, S. 504—560.
94. K. TH. LIEBE, Erläuterungen zu den Blättern Zeulenroda und Pörmitz der Geologischen Karte von Preußen. Gradabt. 71, Nr. 21 und 22, 1881.
95. — Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. La. V, 4, 1884.
96. H. LIEBER, Beitr. zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. Bamberg 1917.
97. A. LOEWE, Die nordischen Devongeschiebe Deutschlands. N. Jb. Min. Bbd. XXXV, 1913, S. 1—118.
98. F. LOEWINSON-LESSING, Les ammonées de la zone à *Sporadoceras Muensteri* dans les monts Goubertinskya gory (gouv. d'Orenbourg), Oural méridional. Bull. de la Soc. Belge de Géol., VI., 1892, S. 15—25.
99. H. LORETZ, Mitteilungen über geologische Aufnahmen im Mittel- und Oberdevon auf den Blättern Iserlohn, Hohenlimburg und Hagen. Jb. La. XVII, 1896, S. XLVIII bis LX.
100. H. LOTZ, Über die Dillenburger Rot- und Magneteisenerze. Diese Zeitschr., 54, 1902. Protok. S. 139—141.
101. D. LOVISATO, Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna). Atti d. R. Accad. dei Lincei, ser. 5. Rendiconti, Cl. d. sc. fis., mat. e naturali, III., 1894, S. 131—135.
102. M. MOURLON, Géologie de la Belgique, I. Brüssel 1880.
103. — Monographie du Famennien comprenant les psammites du Condroz et les schistes de la Famenne. Brüssel 1875—1887.
104. R. MURCHISON, E. DE VERNEUIL and A. v. KEYSERLING, The Geology of Russia in Europe and the Ural mountains. London 1845.
105. R. PACHT, Der devonische Kalk in Livland. Arch. f. Naturk. Liv-, Est- und Kurlands. 1. Ser., II., 1859.
106. W. PAECKELMANN, Das Oberdevon des Bergischen Landes. Abh. La., N.F., 170, 1913, S. 1—356.
107. PAILLETTE, Recherches sur quelques-unes des roches, qui constituent la province des Asturies suivie d'une notice sur les fossiles qu'elles renferment par M. M. de Verneuil et d'Archiac. Bull. France 2^e, II., S. 439 bis 458.
108. H. v. PEETZ, Beitr. zur Kenntnis der Fauna aus den devonischen Schichten am Rande des Steinkohlenbassins von Kusnetz (Westsibirien). Petersburg 1901.

109. K. A. PENECKE, Über die Fauna und das Alter einiger paläozoischer Korallenriffe der Ostalpen. Diese Zeitschr., 39, 1887, S. 267—276.
110. E. PERNA, Le Paléozoïque du versant oriental de l'Oural entre la ville de Verknéouralsk et de Stanitsa Magnitnaia. Bull. du Com. géolog. XXXI, 1912, S. 333—383.
111. — Über die Beziehungen des Oberdevons im östlichen Ural zu dem von Westfalen und Schlesien. Nachr. Ges. Wissensch., Göttingen, Math.-phys. Kl. 1913.
112. J. PHILLIPS, Figures and Descriptions of the palaeozoic Fossils of Cornwall. London 1841.
113. P. PRUVOST, Sur la présence des fossiles d'âge dévonien supérieur dans les schistes à néréites de San Domingo (Portugal). Ann. Nord. XLI, 1912, S. 122—132.
114. C. RENZ, Neue Arten aus dem Clymenienkalk von Ebersdorf i. Schl. Jb. La. XXXIV, Teil I, 1913, S. 99—129.
115. RH. RICHTER, Beitr. zur Paläontologie des Thüringer Waldes. 1848.
116. — Beitr. zur Paläontologie des Thüringer Waldes, I., Denkschr. d. math.-nat. Kl. d. Kaiserl. Akad. d. Wissensch., 11., 1856.
117. — Das Thüringische Schiefergebirge. Diese Zeitschr., 21, 1869, S. 341.
118. F. A. ROEMER, Die Versteinerungen des Harzgebirges. Hannover 1843.
119. — Beitr. zur geognost. Kenntnis des nordwestl. Harzgebirges, I—V. Palaea. 1850—1866.
120. FR. ROSEN., Die chemisch-geognostischen Verhältnisse der devonischen Formationen des Dünatals in Liv- und Kurland und des Welikajatsals bei Pleskau. Arch. f. Naturk. Liv-, Est- und Kurlands. 1. Ser. III, 1863.
121. A. RZEHAŁ, Der Brünner Clymenienkalk. Zeitschr. d. mährischen Landesmuseums X. Heft 2, 1910, S. 149.
122. O. H. SCHINDEWOLF, Über das Oberdevon von Gattendorf bei Hof a. d. Saale. Diese Zeitschr. 68, 1916. Monatsber. S. 30—39.
123. — Neue Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläontologie des deutschen Oberdevons. Senckenbergiana, II, 1920, S. 114—129.
124. — Stratigraphie und Ammonoitenfauna des Oberdevons von Hof. N. Jb. Min., Bbd. XLVII, 1922, zurzeit im Druck.
125. D. SOBOLEW, L'étage famennien de la chaîne de montagne de Kjelce-Sandomierz. Annuaire géolog. et mineralog. de la Russie, XIII, 1—2, 1911, S. 34—41.
126. — Bemerkungen über das Devon von Kjelce und vom Rhein und über die Tektonik Europas. Mitt. d. Warschauer Polytechn. Instituts, III, 1912.
127. — Skizzen zur Phylogenie der Goniatiten. Ebendas. 1914.
128. E. SUSS, Das Antlitz der Erde, II. Wien 1888.
129. A. THÉVENIN, Etude géolog. de la bordure sud-ouest du Massif Central. Bull. des services de la carte géolog. de la France Nr. 95, XIV, 1903, S. 1—202.
130. O. TIETZE, Über die devonischen Schichten von Ebersdorf unweit Neurode i. d. Grafschaft Glatz. Palaea, XIX, 1871.

131. E. v. TOLL, Geologische Forschungen im Gebiete der kurländischen Aa. Sitzungsber. d. naturforsch. Ges. Dorpat, XII, Heft 1, 1898.
132. TH. TSCHERNYSCHOFF, Materialien zur Kenntnis der devonischen Ablagerungen in Rußland. Mém. du Com. géol. I, Nr. 3, 1884.
133. — Die Fauna des mittleren und oberen Devons am Westabhange des Urals. Ebendas. III, Nr. 3, 1887.
134. DE VERNEUIL et d'ARCHIAC, Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies. Bull. France. 2e. II, 1845, S. 458—480.
135. — — Description des fossiles trouvés dans les terrains siluriens et dévoniens d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède. Ebendas. 2e. XII, 1855, S. 964—1025.
136. E. WALDSCHMIDT, Über die devonischen Schichten der Gegend von Wildungen. Diese Zeitschr. 37, 1885, S. 906.
137. K. WALTHER, Beitr. z. Geologie und Paläontologie des älteren Paläozoikums in Ostthüringen. 1. Das Mitteldevon und untere Oberdevon. N. Jb. Min., Bbd. XXIV, 1907, S. 221—320.
138. — Geologie der Umgegend von Bad Steben im Frankenthalde. Geognost. Jahresh., XX, 1907, S. 145—182.
139. R. WEDEKIND, Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevons am Enkeberge. N. Jb. Min., Bbd. XXVI, 1908, S. 565—634.
140. — Beitr. z. Kenntn. des Oberdevons am Nordrande des rechtsrhein. Schiefergebirges. Nachr. d. K. Ges. d. Wissensch. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1911, S. 1—20.
141. — Weitere Beiträge z. Gliederung des Oberdevons. Ebendas. 1913, S. 1—9.
142. — Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevons von Martenberg bei Adorf. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde. Berlin 1913, Nr. 1, S. 23.
143. — Über Transgressionen im Oberdevon. 7. Jahresber. d. Nieders. geol. Vereins. Hannover 1914, S. 34—47.
144. — Monographie der Clymenien des Rhein. Gebirges. Abh. d. K. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen, N. F. X, Nr. 1. 1914.
145. — Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie. Berlin 1916.
146. — Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). Palaea, LXII, 1917, S. 83.
147. — Über Zonenfolge und Schichtenfolge. Centr. Min. 1918, S. 268—283.
148. — Über die Ausbildung des Oberdevons in der Umrandung des Siegerländer Blockes. Nachr. d. K. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen. Math.-phys. Kl. 1919.
149. E. WEISE, Erläuterungen zu der Sektion Plauen—Ölsnitz (Blatt 142) der Geolog. Spezialkarte von Sachsen, 1897.
150. P. N. WENJUKOFF, Die Fauna des devonischen Systems im nordwestl. und zentralen Rußland. A. d. geol. Kabinett d. K. Univers. Petersburg. 1886.

151. E. ZIMMERMANN, Zur Geologie u. besonders zur Tektonik des vogtländisch-ostthüringischen Schiefergebirges. Diese Zeitschr. 54, 1902, S. 336—410.
152. — Erläuterungen zu den Blättern Hirschberg, Löbenstein mit Titschendorf und Lehesten d. Geolog. Karte v. Preußen. Lieferg. 114, 1910—1912.
153. — Erläuterungen zu Blatt Saalfeld d. Geolog. Karte von Preußen. Lieferg. 40, 1914.
154. — Erläuterungen zu Blatt Schleiz d. Geolog. Karte v. Preußen. Lieferg. 181, 1915.

[Manuskript eingegangen am 27. April 1920.]

5. Über Bohrröhren in fossilen Schalen und über *Spongeliomorpha*.

Von Herrn OTTO M. REIS.

(Hierzu Tafel VII und 2 Textfiguren.)

1. In meiner Abhandlung „Zur Fucoidenfrage“ (Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt Wien, 1909, Bd. 59, 3.—4. Heft) habe ich die von FUCHS vertretene Vorstellung, es handle sich bei den „Fucoiden“, welche in Massen die sog. Fucoidenschichten kennzeichnen, nur um Füllungen von Bohrröhren, vom Standpunkt des Aufbaus dieser Röhren, näher behandelt; ich unterschied eine doppelte Leerraumfüllung bei gutem Erhaltungszustand: eine äußere randliche, häufig ununterbrochene, gleichmäßige, häufig auch körnelige bis grobstückige Hülle, welche dem Röhrenbau selbst angehöre, und eine innere, im Aufbaustoff häufig gleichartige, oft aber auch etwas anders geartete Hauptfüllung, welche der sedimentären Abdichtung des infolge Absterbens leergewordenen Wohnraums der Bohrröhren entspreche.

In den Geogn. Jahreshften 1909, 31, S. 233 usw. habe ich diesen Standpunkt für *Rhizocorallium* im Anschluß an die Beobachtung und den Nachweis der im Liegenden der Fossilbänke im Muschelkalk vorkommenden tatsächlichen Bohrröhren von ähnlicher allgemeiner Gestaltung, jedoch ohne den besonderen „Granulationsröhrenausbau“, erweitert und fester begründet, zugleich auch der „Fucoidenschichten“-frage eine allgemeinere Lösung abzugewinnen versucht. Ich war hierbei von meinem grundsätzlichen Bestreben geleitet, alle morphologischen und biologischen Fragen der Vergangenheit der Erdgeschichte und ihrer Lebewesen möglichst losgelöst von dem oft auch zu Fesseln und zu Irrweisern werden den Beobachtungen der Gegenwart, zunächst aus dem engen Zusammenhang aller zeitgleichen Lebensumstände und Ablagerungsgeschehnisse, gleichsam aus sich selbst heraus, verstehen zu wollen. Ich habe indessen hierbei mehrfach darauf verwiesen, daß DOUVILLÉ in Schalen von *Ostrea edulis* kleine Röhrrchen von *Rhizocorallium* ganz außerordentlich ähnlicher Form gefunden hätte, welche nach der Diagnose

von Zoologen mit den Durchbohrungen der lebenden Annelidengattung *Polydora* übereinstimmen. Den eigenartigen Bau des *Rhizocoralliums* mit Austapezierung der Röhre mit eigentümlichen Knöllchen hatten diese Gebilde indessen nicht, brauchten ihn vielleicht auch nicht; ich habe nämlich gegenüber den gleichgeformten Bohrröhren im Liegenden der Fossilbänke im Wellenkalk auf den Unterschied hingewiesen, daß diese letzteren zweifellos in ganz hartem Gestein, *Rhizocorallium* aber in noch weichem Schichtschlamm, angelegt worden wären, daher der Wohnungsbau eines umfanglichen Zusammenhalts, einer Art von Ausmauerung bzw. widerstandsfähigen, organisch-anorganischen Wandtapete bedürften.

Einige Bedenken gegen den Vergleich von DOUVILLÉ, wie z. B. die große Seltenheit des Auftretens solcher Bohrröhrchen in Austern- und anderen Schalen, könnten dadurch begegnet werden, daß nur größere und dickere Schalenreste derartige Röhrchen zeigen, vielleicht auch die Zahl der in feste Körper bohrenden Anneliden nicht sehr groß sein könnte; es fiel hierbei ein bionomischer Gesichtspunkt, den ich unten berühren werde, noch nicht in die Wagschale.

Bei der Durchsicht eines älteren Materials der alpinen Sammlung der Landesuntersuchung fand ich nun ein größeres Stück der *Ostrea crassissima* (Fig. 1, Taf. VII), welche an einer Stelle der zufälligen Abblätterung der innersten Schalenschichten sechs verschiedene der von DOUVILLÉ bei *Ostrea edulis* beobachteten, in ihrer Formgebung so sehr *Rhizocorallium*-artigen Doppelröhren mit gerundeter Umbiegung aufweisen; der mittlere Zwischenraum zwischen den Doppelröhren hat stets eine dem ohrförmigen Hinterende entsprechend gebogene Streifung; diese läßt sich bei der Verlängerung und Vertiefung des Röhrenbaus, der immer U-förmig vorrückt, als von dem Vortrieb unberührt bleibender innerer Randteil der etwas abgeflachten Röhrenform betrachten, während über den Außenrandteil der Wand die Röhreneinnagung stets hinweggerückt. Es ist dies die Spreite (Traverse) von *Rhizocorallium*; sie ist natürlich weniger hoch als die Röhre selbst und oft gegen diese mehr oder weniger deutlich abgesetzt.

Bei den erwähnten Röhrchen erscheint die Füllung der Spreite gegenüber der Füllung der Wohnröhre auch selbständig abgesetzt.

Die sechs breitflächig erkennbaren Röhren sind eng nebeneinanderliegend in einer Ebene der Prismenlagen der

Schale angelegt bzw. überschneiden in ganz flachem Winkel deren Trennungslamellen. Gegen die Ausmündung („Kopfende“) ist der innere Röhrenboden in einer deutlichen Zuspitzung vertieft; es entspräche dies einerseits der Wachstumszunahme des Körpers, andererseits diene es der Anschwellung des zentralen Darmteils des Körpers bei der Nahrungsaufnahme; es bedingt dies aber auch Schwierigkeiten beim Verlassen des Baus, so daß das Tier als fast sessil zu bezeichnen ist und allen verheerenden Umständen der Umgebung ausgeliefert scheint.

Die Eingangs- oder Kopfföffnungen zeigen auch ein stärkeres Vorragen der „Spreite“ auf der Unterseite des Baus, welche sich vorn öfter zu einem Septum zwischen beiden Röhrenräumen erhöht und schließt; dies ist verständlicher Weise nur am Eingang des Baus der Fall.

An einer Stelle (Taf. VII, Fig. 2, vergr.) liegen zwei Baue so zueinander, daß die sich stärker auseinanderbiegenden Austrittsteile des größeren die gleichartigen des kleineren Baus in der Weise zwischen sich fassen, daß man zu der Überzeugung kommt, dasselbe Tier habe einen ersten Bau verlassen und einen zweiten unmittelbar darüber angelegt, dessen Achse in der Achse des ersten liegt. Aus einem solchen Doppelbau kann auch vielleicht ein dreiteiliger Bau entwicklungsgeschichtlich abgeleitet werden, wie ihn HOSIUS¹⁾ beschreibt; es sind hier drei senkrecht mit ihren Bogenrundungen nach unten eingesenkte *Rhizocorallien* in Dreieckstellung zu einem einzigen Stock, der offenbar nur von einem Tier bewohnt ist, zusammengefügt; es kann dies als eine Verlängerung des Wohnraums bei der durch Erhärtungsvorgänge veranlaßten Unmöglichkeit, in senkrechter Richtung einheitlich lange Röhren zu bohren, aufgefaßt werden.

Ganz ähnliche große und gleich gebaute Röhrenchen wie bei diesem Stück von *Ostrea crassissima* fand ich an einem zweiten von Ortenburg (Fig. 6 [vergr.] und 7), dann auch an einer Deckel- und Unterschale, sowie an drei miteinander verwachsenen Unterschalen von *Ostrea lamellosa* BROCCHI, welche ich im Pliozän der Maremmen sammelte; weiter an mehreren Stücken der *Ostrea cyathula* aus den Schichten vom Peisenberg und an einer großen Auster

¹⁾ HOSIUS, Über marine Schichten im Wälderton von Gronau (Westfalen) und die mit demselben vorkommenden Bildungen *Rhizocorallium Hohendali*, sog. Dreibeine). Diese Zeitschr. 45, 1893, S. 34.

aus dem Turon Südfrankreichs. Es sind unzweideutig dieselben Gestaltungen, welche scharf getrennt neben vereinzelten *Lithodomus*-Röhren und jenen zahlreichen rundzeligen Ausnagungen auftreten, welche man Bohrschwämmen (*Vioa*) zuzurechnen berechtigt ist.

Auffällig ist, daß diese Röhren bei der Mehrzahl der Stücke auf der Hinterseite der Schale liegen und sich dann meist nach und an dem Hinterrand öffnen; nur bei Fig. 1 und 6 sind sie auch (spärlicher) vorn beobachtet. Sie liegen um die Unterregion der Schalenmuskel gruppiert, woselbst der Darm austritt und in der Schalenweite außer dem Darmauswurf auch noch die kleinen, durch die Branchialreue durchtretenden Nährstoffe abgefaßt werden können.

Bei der erwähnten *Ostrea cyathula* vom Peisenberg habe ich an der Oberschale (Fig. 3, Taf. VI) unterhalb der Muskelnarbe bzw. hinter und oberhalb jener Kantenrippe, welche den Kloakenraum von dem Branchialraum bei schmalen Austernschalen mehr oder weniger scharf kennzeichnet (vgl. Fig. 6 u. 7 mb) und welche der Verwachsung der Branchiallappen mit dem Mantel entspricht²⁾, drei solcher Doppelröhrchen bloßgelegt, welche aber ihre Kopföffnungen nicht am äußeren Schalenrande selbst haben und deren eigenes Umbiegungs-Hinterende nicht nach innen, sondern gerade umgekehrt liegt. Zwei kleine paarige Kopfaustrittsöffnungen liegen fast auf jener Kante der Mantel-Branchialfalte (Fig. 5, vergr.). Zweifellos hat der randliche Mantellappen die Lage dieser Öffnungen noch bedeckt; es steht aber dem nichts im Wege anzunehmen, daß diese Tubicolen sich durch den hier dünnen Mantel hindurchgebohrt haben, nachdem sie in den bei Austern leicht zugänglichen äußeren Kloakenraum eingedrungen sind; sie befinden sich mit ihren Köpfenden gerade hier an der richtigen Stelle, um die nicht in den Schlund aufgenommenen Theilchen für ihre Ernährung zu erfassen: vielleicht wirkt hierbei auch die Lage auf der Deckelschale mit, welche hier einen stärker vorragenden Wulst nach unten bildet.

Auch an der in Fig. 1 (vergr. Fig. 2) gegebenen Schale ist eine Kopföffnung mit ihrer Zweiteilung, ihrem deutlichen Boden und der angedeuteten Doppelröhrenachse derart gelegen, daß sie durch die Mantelfläche eingebohrt und

²⁾ Vgl. hierzu meine Bemerkungen zur Morphologie der Austernschale im Zentralbl. f. Min., Geol. u. Palaeontol., 1914, Nr. 6, und die Tafelerklärung zu Fig. 6.

daß die Fangtätigkeit des Tiers nach dem Branchialraum gerichtet sein mußte. An dem zweiten Stück von *Ostrea crassissima* (Fig. 6 zu 7) liegt eine solche charakteristische Doppelöffnung gegenüber dem Muskel an dem durch einen Schalenabfall gekennzeichneten Innenrand der vorderen Schalenrandplatte (rp), und zwar nach innen gegen den Branchialraum gerichtet, es ist das die Festsetzung eines „Mitessers“ an jener Stelle des Schalenrandes, woselbst der Nahrungszug bei geöffneten Klappen stattfindet. Hier sehe ich nun, daß die zweifellos letzte Schalenschicht in einer unregelmäßig rundlichen Umgebung um die Kopföffnung blasenartig emporgebogen ist und sich stark verdünnt, es ist das ein Anzeichen einer durch die Bohreingriffe des Tieres gehemmten und gestörten Tätigkeit des Mantellappens in seiner Schichtbildung für das innere Schalenflächenwachstum. Es bestätigt das die obige Vermutung, daß die Einbohrung während der Lebenszeit des Tieres stattgefunden hat und eine bestimmte bionomische Beziehung zwischen der Ansiedelungsstelle der Tubicolen und der Ernährungstätigkeit des Schalentieres, ein symbiotisches Verhältnis, besteht. Dieses Verhältnis war ein nicht ohne Gegenwirkung geduldetes, soweit die vom Mantel bedeckte Innenfläche der Schale in Betracht kommt.

Bei dem schon erwähnten Stück der *Ostrea cyathula* vom Peisenberg (Fig. 3) zeigt sich übrigens die in Fig. 4 vergrößert dargestellte Gabelung des Röhrenbaus von einer Kopfeintrittsstelle nach fast entgegengesetzten Richtungen; ich habe dies in Geogn. Jahresh. 1909, Taf. II, Fig. 17, an einem leider nicht ganz vollkommen erhaltenen *Rhizocorallium* aus dem Hauptmuschelkalk Frankens abgebildet, das für die engste Vergleichbarkeit der tertiären und triassischen Gebilde spricht.

An diesem seltenen Gabelungsbau an der *Ostrea cyathula* kann der Umstand schuld sein, daß hier eine zweite jüngere Bohrröhre später eng an die ältere herangetreten ist und deren Seitenwand durchnagt wurde; es konnte so der ältere Bewohner gezwungen sein, auch aus Gründen gesicherter Nahrungsaufnahme seine Wohnröhrenachse nach der völlig entgegengesetzten Seite zu verlegen; es ist dies zugleich auch eine Andeutung, daß ein solches Tier den einmal angenommenen Wohnplatz nur ungern ganz verläßt (vgl. Fig. 2).

Ich habe die Überzeugung, daß man leicht in den bestehenden Sammlungen das Angeführte mit zahlreichen Beob-

achtungen ergänzen kann, wenn man mit darauf gerichteter Aufmerksamkeit Austernschalen durchmustert und vom Rand her eine kleine Bloßlegung vornimmt.

Diesen jungen und recht jungen Anneliden-Bohrhöhlen in Austernschalen sei ein recht altes an die Seite gestellt, welches von deutscher Herkunft im Education Department Bulletin, New York, State Museum, von JOHN MASOM CLARKE, Albany, 1908, Nr. 428, Taf. XII, Fig. 3 u. 4, abgebildet ist. Das Bild stellt ein Erhaltungsnegativ dar; die Schalen-substanz des Brachiopoden *Strophiodonta gigas* MELBY ist ausgelautet und die in sie flach eingesenkten Bohrröhrchen sind im Steinkern erhalten; sie sehen völlig aus wie kleine *Rhizocorallien* aus dem Wellenkalk.

CLARKE behandelt in erwähnter Studie die „Anfänge des symbiotischen Lebens“; jene in der *Strophiodonta* aus den Koblenzschichten des rheinischen Devons stammenden Typen nennt er *Caulostrepsis taeniola*; er bleibt über ihre systematische Stellung im unklaren, wenn er auch schon meint, daß sie im kleinen an Wurmhöhlen an der Oberfläche älterer Gesteine erinnern³⁾.

Die Lage dieser Gebilde ist genau die gleiche wie bei den Ostreenschalen; in den Rand der ziemlich dicken Schale haben sich, mit der Kopföffnung der Röhre nach außen, die Tubikolen eingebohrt und nehmen ihren Nahrungszoll dem Wohntier vorweg, welches sich durch die Fransen der Arme ständig die nötigen Lebensmittel im Überfluß herbeistrudelt.

Nachtrag.

Zu dem oben angeführten Bild eines gegabelten Baues von *Rhizocorallium* sei hier ein vollkommeneres Stück (Fig. 1) abgebildet, welches aus dem Muschelkalk von Bayreuth stammt.

Die oben erwähnten, an fossilen Austernschalen beobachteten rhizocoralliumartigen Bohrröhren habe ich nicht nur an Stücken der alpinen *Exogyra aquila* nachweisen können, sowie an der tertiären *Ostrea cyathula* aus der Rheinpfalz, sondern auch an Stücken der lebenden *Ostrea virginica*, am Hinterrand eines *Pecten* spec. aus dem Mittelmeer und einer leb. *Perna* spec. aus dem japanischen See; an

³⁾ Ich habe größere Bohrröhren dieser Art auch an Riffelfelsen des tertiären Meeressandsteins bei Bad Dürkheim in der Rheinpfalz festgestellt (vgl. Jahresbericht der Pollichia 1915, S. 75—79, Taf. I u. II); sie haben dort die Größe der im Muschelkalk beobachteten Doppelhöhlen.

letzterer zeigen sich nicht nur, mit Einzelkorallen und Balaniden vergesellschaftet, auf und von der äußeren Oberfläche regellos verteilt und gerichtete rhizocoralline Bohrgänge, von welchen eines auch gegabelt ist, sondern auch solche auf der Innenfläche und, hauptsächlich auf der Hinterseite begünstigt, vom Außenrand nach innen radial ge-

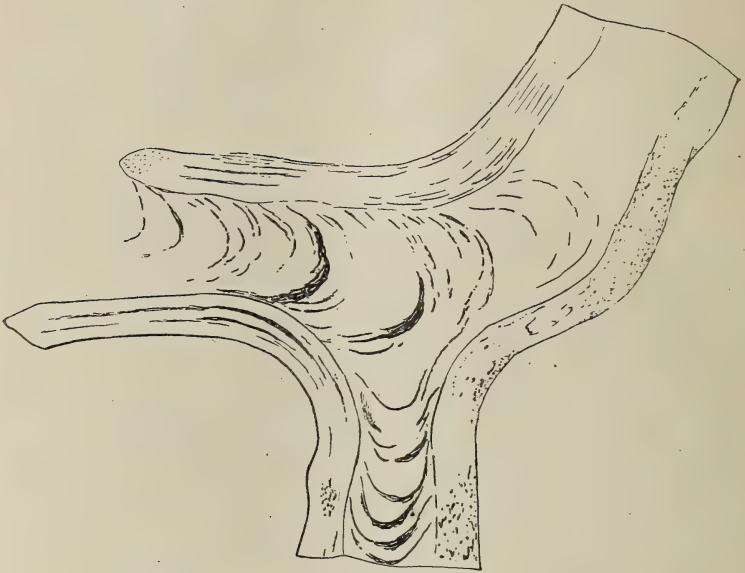


Fig. 1

stellt. Ein solcher Bohrgang hat nun eine Aufblähung der sie bedeckenden letzten Schalenschicht verursacht, welche sich aber vom Schalenboden in einiger Entfernung seitlich von dem eigentlichen Röhrenbau schon erhebt und denselben überwölbt: der Röhrenbau wird also beim Fortschreiten des Schalenwachstum flachblasig überwachsen, wie ich dies auch bei Fig. 6, Taf. VII, schon dargelegt habe. Interessant, ist, daß infolge davon nicht nur der Spreitenzwischenraum zwischen den Schalenblättern mit feinstem Baustoffgemengel ausgefüllt ist, sondern auch die Röhren seitlich nach dem Aufbiegungswinkel ausgefüllt sind, und daß sich entlang der Röhrenwände und seitlich derselben nach der Winkelfläche hin auf der Schale eine auffällige weißliche Kalkausschwitzung befindet, welche mich lebhaft an die Hofbildung erinnert,

die ich im Geogn. Jahresh. 1909, XXII, S. 151, ausführlich beschrieben habe und welche ganz neuerdings von A. KALESCH in Jena (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1919, Bd. XL) bei *Arenicolites Zimmermanni* als graugrüne Bleichzone um die Röhre in Sandstein beobachtet⁴⁾ wurde.

2. Über *Spongeliomorpha* (SAPORTA). Ich habe in den Geogn. Jahresh. 1909, S. 256—259, auf das Vorkommen von dicken, länglichen Steinkörpern im Wellenkalk aufmerksam gemacht, welche mit anderen ebenda auftretenden, unregelmäßig stabartigen, zweifellos sedimentären Rinnenfüllungen, den sog. Schlangensteinen (a. a. O. S. 122), nichts zu tun haben, wohl aber in *Spongeliomorpha* SAPORTA aus der auch *Rhizocorallium* führenden Grenzschicht von Kreide und Miocän von Alcoy in allgemeiner Gestaltung und Oberflächenskulptur ihren Anschluß finden. — Ich habe dargelegt, daß an dem Gebilde zwei Formenabschnitte zu unterscheiden wären: 1. eine meist schlecht erhaltene, senkrechte, in oberflächlichen Längsstreifen an *Rhizocorallium* erinnernde engere und 2. eine dicke, sich rechtwinklig abgebogen daranschließende, in der Schicht gestreckte, mit meist querwulstiger Skulptur; außer dieser Form kommen noch in der Schichtebene sich verzweigende und nach einer Spitze sich verjüngende Stücke vor. Ich habe in Erl. zu Blatt Mellrichstadt, S. 12, Fig. 1, die Lage des Gebildes im Gestein abgebildet und seither im fränkischen und thüringischen⁵⁾ Wellenkalk weitere Belege gesammelt, hauptsächlich solche, wie sie im Geogn. Jahresh. XXII, 1909, Taf. XI, Fig. 14 u. 18—20, abgebildet wurden.

Typische spongeliomorphaartige Körper fand ich im unteren Plattensandstein südlich Brückenau und im Ebenhauser Bahneinschnitt bei Kissingen, in welcher Abteilung

⁴⁾ FR. BÜCHLER erklärt die grünen Flecken und Verfärbungen in roten Sandsteinen usw. für die Folge des aus Schwefelkies entstehenden H_2S und der Bildung von Ferrosulfat (Geogn. Jahresh., 1920, S. 199). Es könnte also die grüne Hoffbildung bei *Arenicolites* auf den Durchzug von H_2S zurückgeführt werden. An der Außenlinie des Kalkhofs der Bohrröhren im Wellenkalk habe ich auch eine starke Anhäufung von FeS_2 nachgewiesen; die Kalkverdichtung habe ich auf Anreicherung von CO_2 , welche ebenso vom Wohntier ausgehen würde, zurückgeführt.

⁵⁾ Hier fand ich am Hörselberg *Rhizocorallien*, welche wie *Spongeliomorpha* und andere Hohlraumausfüllungen im Wellenkalk dicht durchspickt sind mit Kriställchen von Coelestin.

sich auch regelmäßig mit Ton erfüllte Bohrröhrchen mit viel geringerem Durchmesser von 5 mm häufiger bemerkbar machen. Das Profil bei Gambach a. M. läßt in der obersten Felsschicht des Hauptbuntsandsteins vertikal gestreckte, bis 1,5 m tief eingesenkte Bohrröhrchen erkennen.

Der alpine Rät unserer Sammlung enthält vom Schwarzlofer Graben bei Kössen eine Anzahl ähnlicher Gebilde, von welchen sich einzelne (vgl. hierzu auch FUCHS, Studien usw., S. 59, Taf. VII, Fig. 4—7), an *Rhizocorallium*

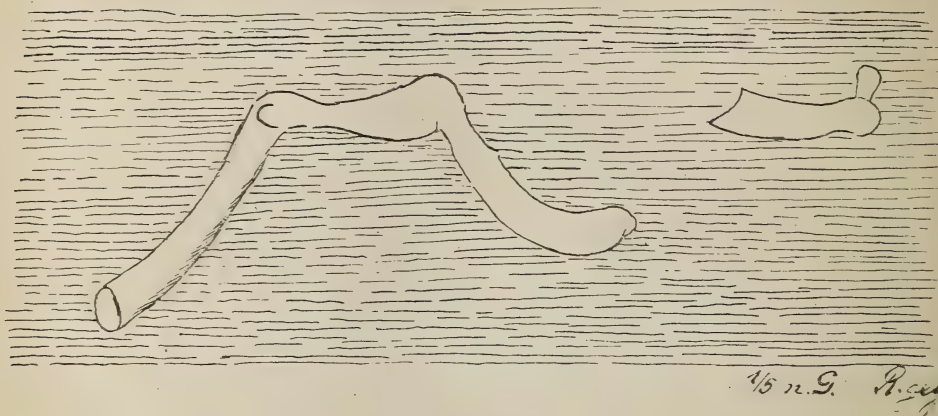


Fig. 2. Aus Erläuter. zu Blatt Mellrichstadt der Geol. Karte Bayerns.

engstens anschließend, von C. W. GÜMBEL (Bayer. Alpengebirge, 1864, S. 411) als *Lithochela problematica* beschrieben wurden; andere, als *Caulerpites rugosus* C. W. GÜMBEL bezeichnet, lassen sich in verschiedenen dicken Stücken zu *Spongiomorpha* stellen; von *Caulerpites* auszuscheiden wären einzelne dünnere Stengel, welche die Abdrücke von sich ziemlich regelmäßig längs und diagonal schneidenden Kratzspuren besitzen, und zu *Rhizocorallium* zu stellen. Ein anderes, vereinzelter, hierher gehöriges Stück von diesem Fundort mit gebogenen Streifen einer „Spreite“ würde beim Fehlen von Randwülsten als *Cancellophycus* SAPORTA zu bezeichnen sein; es ist eine kalkige Füllung in einer tonigen Schicht.

Die so ausgeschiedenen typischen spongiomorphaartigen Steinkörper lassen — im Gegensatz zu den gleichen, meist strukturlosen Körpern im Wellenkalk — Zeichen eines ringförmigen Gefüges erkennen, wie folgt:

1. Im ringförmigen Aufbau zeigt sich eine Außenzone mit Quarzkörnchen, feinsten Kalzitschalenfragmenten und organischen Körnchen, eine Mittellage mit vorwiegend kleinen, rings geordneten Schalenfragmenten, dann eine einseitig nach oben gelegene Innenfüllung mit einzelnen größeren und kleineren kalzitischen Interglobularräumen und einer noch größeren, ebenso durchlaufend interglobular begrenzten Kalzithöhlung, deren Kriställchen am Rand gegen die Gesteinsfüllung feinstengelig-faserig radial gestellt sind welche sich als eine letzte Ausfüllung erweist; in ihrer Umgebung zeigen sich schollig-splitterige, mit Kalzit erfüllte Zerreißen; es erinnert das an die beim Kalzitachat beobachteten Kontraktionszerreißen bei der Umwandlung von Vaterit bzw. von Kalkkarbonatgel in Kalzit, welche hier sehr wohl eintreten konnten (vgl. Zentralbl. f. Min., 1920); eine solche Umwandlung konnte auch chemisch-physikalisch „ansaugend“ wirken und die häufige Konzentration von Coelestin im Wellenkalk in solchen Gebilden fördern.

2. In der Unterhälfte der Körper halbringförmiger Aufbau mit vielen ringsgestellten Schalenfragmenten, im oberen Teil eine völlig ringförmige Füllung.

3. Die ringförmige Außenschicht zeigt eine hellgraue, dichte, mergelige Randhülle und eine graue Mergellage, welche zwischen sich ein Band mit zahlreichen, ziemlich gleichmäßig und ringförmig verteilten Schalenbruchstückchen einfassen; dieser Teil bildet etwa $\frac{1}{3}$ des Querschnittshalbmessers; das übrige Innere ist ziemlich gleichmäßig mit fast einschlußfreiem, dunklem Kalkmergel erfüllt. — Die erwähnten Ringschichten werden nach oben hin dünner und keilen z. T. aus, als ob sie durch langsame Verlegung der innersten Höhlung nach oben beeinflusst worden wären.

Es zeigt sich nun in diesem Aufbau das Wesentliche der in Geogn. Jahresh. 1909, Taf. X, Fig. 14 u. 15, gegebenen Querschnitte von Röhrenfüllungen im Hauptmuschelkalk Frankens, welche ich damals ihrer äußeren Form nach schon auf *Spongiomorpha* bezog, während die Wellenkalktypen selbst keine deutliche Struktur (hauptsächlich wohl wegen des so gleichmäßigen Baumaterials) erkennen ließen.

Über die wahre Natur dieser Röhrengebilde läßt sich aus den Befunden nur die Wahrscheinlichkeit ihres Anschlusses an *Rhizocorallium* folgern.

Es sei darauf aufmerksam gemacht, daß der Deutung SAPORTAS, als handle es sich um Schwämme, die Tatsache entgegenzukommen scheint, daß nach CLARKE in Schalen

von *Loxopteria dispar* SANDBERGER und *Loxonema Danai* CLARKE (vgl. Taf. VII, Fig. 10) regelmäßig verzweigte Gebilde eingebohrt sind, welche, mit *Clionolithes palmatus* (a. a. O. Taf. XII, Fig. 1 u. 2) bezeichnet, dem verzweigten Typus von *Spongiomorpha* gleichen; jene sollen auf Bohrschwämme (*Vioa*) hindeuten. Es sind daher zur Feststellung der systematischen Deutung (da diese Bohrschwämme keine näheren Spuren ihrer eigenen Körperlichkeit hinterlassen) weitere Beobachtungen nötig; die Anordnung der Schalenrestchen zu ringförmigen Schichtenhüllen und die Verlegung einer innersten Wohnröhre (bzw. eines verengten Anfangsteils einer solchen) nach oben sprechen vielerlei für eine Vergleichung mit *Rhizocorallium* als mit Spongien, welche ja alle kalkigen, ihnen entgegenstehenden Schalenteilchen auflösen.

Im alpinen Gault und den liegenden glaukonitischen Apturgonkalken sind diese Vorkommen von Röhrenfüllungen ziemlich verbreitet; es finden sich nicht nur glatte, sondern auch mit breiten, queren Scharrspuren eingelassene, reine Tonfüllungen oder Tonhüllen mit und ohne Sandfüllungen, ferner auch in feinkörnigen Sandsteinen Röhrenhüllen aus groben, mit verlängerter Achse rings angeordnete Sandkörnchen an der Grenze einer gleichartigen grobkörnigen Lage; ausgefüllt mit feinem Sandkorn, welche wie andere Fossilien Phosphoritsubstanz an sich zogen. Auch Höfe von Kalk und Schwefelkies, wie ich sie a. a. O., R. A. Wien 1909 aus Flyschmergeln, und Geogn. Jahresh. 1909, aus dem Wellenkalk darstellte, fanden sich dabei, vereinzelt ein rhizocoralliumartiges Gebilde.

In den Apturgonkalken von Schliersee fand ich neben diesen, an die kalkigen Steinstengel im Wellenkalk sich anschließenden Gebilden auch eine Anzahl Füllungen (Röhrenkörper) mit den Merkmalen von *Spongiomorpha*; besonders mit dem seitlichen, sich rasch verjüngenden Ende zu einer schmäleren Aufbiegung senkrecht zur Schicht, während der lagerhaft eingebettete Körper rundlich klobigen Querschnitt und auf der Oberseite das Auslaufen bzw. den Verlauf einer schmalen, röhrenartigen Füllung erkennen läßt (vgl. Geogn. Jahresh. 1909, Taf. XI, Fig. 22).

Auch aus dem hangenden fossilarmen Glaukonitsand des Nummulitenkalks bei Adlholzen sammelte ich seinerzeit eine fast doppelt daumendicke Füllung in der Gestalt der drei-

teiligen, in Geogn. Jahresh. 1909, XXII, Taf. XI, Fig. 21, in $\frac{1}{3}$ nat. GröÙe abgebildeten, im Wellenkalk nicht seltenen Füllungskörper, deren mehr gerundete Oberfläche wieder bedeckt ist mit Füllungen viel kleinerer, sich z. T. garbenförmig verzweigender Röhrenfüllungen, wie dies übrigens auch für die Füllungen aus dem Apturgonkalk vom Schliersee, aus dem Rät von der Schwarzloferklamm bei Kössen und den gleichartig bezeichneten Gebilden aus dem fränkischen Wellenkalk gilt.

In auffälliger Weise werde ich auf die mit *Spongeliomorpha* SAPORTA bezeichneten Gebilde des Wellenkalks verwiesen durch Funde in dem Peisenberger Oligozängebiet.

Abgesehen von den von BÄRTLING schon beobachteten *cylindrites*artigen Röhrenfüllungen, welche von der Obergrenze der versteinierungsführenden tonigen Schicht im Steinbruch bei Sulz sich in diese selbst hineinsenken (vgl. Geogn. Jahresh. 1916/1917, S. 328, Anm.), fand ich auch 1. senkrecht in Sandsteine eingebohrte, über 0,5 m lange, starre und fast 1,5 cm dicke Röhren (vgl. z. B. S. 232 oben im Buntsandstein bei Gambach und im Galt bei Agathazell), welche auf der Seitenwand quergestellte, breite Scharrspuren erkennen lassen; und 2. kürzere, gebogene, bis 2,5 und 3 cm dicke Röhrenfüllungen mit wulstiger Oberfläche und schuppigen Eindrücken, welche z. T. mit Ton, z. T. mit Kohlenfragmenten erfüllt waren. Die lagerfest entwickelten Röhrenkörper dichotomieren zwei- bis dreimal und haben Seitenenden mit Ansatzknöpfen für die Abzweigung (bzw. Einmündung) von steil stehenden Röhren viel geringeren Durchmessers.

Im Sulzer Steinbruch liegt in einer oberen, leider nicht gut zugänglichen, etwa 25 cm starken Schicht ein ganzes Lager solcher Füllungskörper von mit Kohlentelchen ausgekleideten Röhrengebilde, die sich durcheinanderkrümmen, wie dies in Geogn. Jahresh. 1909, S. 172, Fig. 9, von einer Bank mit Röhrenfüllungen im Wellenkalk bildlich dargestellt ist. Ich habe einen ähnlichen Fund auch im Liegenden des Glassandzugs bei Steinfeld im Westgebiet des Peisenbergs gemacht.

Ein auffälliges Beispiel dieser Röhrenkörper fand sich im Kohlenflöz 8 bei Peiting; es zeigt die von SAPORTA für *Spongeliomorpha iberica* abgebildeten, länglich maschenförmigen Skulpturen, welche sich als Ausgüsse sich spitzwinkelig kreuzender Kratzspuren bei der Bohrung in der damals schon ziemlich gefesteten Flözsubstanz deuten lassen.

Das 14 cm lange, bis zu 3 cm breite Gebilde ist dreimal gegen Ende (?) verzweigt und erweist sich als die Sandfüllung einer Röhre im Kohlenflöz von oben her. Es hat andererseits auch wieder Unregelmäßigkeiten, welche auf Verdrückung der Röhre und Verlegung des Baus nach unten und oben hinweisen, wie ich derartiges, die Eigenheiten des klobigen Gehabes der *Spongeliomorpha* deutend, 1909 in l. c. Fig. 14 u. 15, Taf. X, im Querschnitt darlegte.

Wenn wir die bisherigen Beobachtungen über *Spongeliomorpha* zusammenfassen, so scheinen die Kennzeichen eher auf eine Entstehungsweise wie bei den Hüllteilen von *Rhizocorallium* hinzudeuten; es sollte ein längsgestrecktes und sich derart bewegendes, bewegliches Geschöpf, das Röhren bewohnt, die Wand geschützt und sich nicht bloß durchgenagt haben. Die Durchnagung und Bewohnung scheint bei noch weicher Schichtsubstanz vor sich gegangen zu sein, daher die Unterschiede in der Form und Sicherung des Raums je nach der Lage quer oder parallel zur Schichtebene. Eine Verzweigungsursache kann nach Art der bei *Rhizocorallium* oder bei vergleichbaren Röhrenbauten (vgl. Fig. 1 u. 2, Fig. 3 u. 4) in Schalen oder nach Art der „Dreibeine“, S. 226¹), gedacht werden, wobei darauf aufmerksam gemacht sei, daß auch bei typischer Fucoidenverzweigung nach FUCHS ein breiterer Zweig oder manche schmalen Verzweigungen selbst die gebogene Spreitenstruktur eines rückläufigen U-Baus aufweisen.

Da, wie ANDRÉ mit Recht betont, die Aufklärung dieser ganze Schichtensysteme (Fleckenmergel und sog. Fucoidenschichten) kennzeichnenden, rätselhaften Einschlüsse wichtiger ist als die Beschreibung einzelner neuer Arten, so sei hierdurch die Einsammlung und Bearbeitung neuer Funde und alter Sammlungsbestände angeregt. — Dr. DACQUÉ hat in seiner eben erschienenen Vergl. biolog. Formenkunde, S. 450, u. 678, diese Fragen ihrer Wichtigkeit entsprechend behandelt.

Erklärung zu Tafel VII.

- Fig. 1 u. 2: Teil einer Unterschale von *Ostrea crassissima* ($\frac{2}{3}$ nat. Gr.), unterhalb des Muskeleindrucks mit z. T. am Außenrand der Schale auslaufenden Bohrröhren von Tubicolen, z. T. auch (unten) mit mehr auf der Innenfläche der Mantelausbreitung angebohrten und (vgl. Fig. 2, $1\frac{1}{2}$ nat. Gr.) nach innen gerichteten „Kopf“öffnungen; auch der Vorder- rand der Schale zeigt entsprechend der Randplatte in verschiedenen Schalenschichten gleiche, aber kürzere Röhren wie hinten. Die Röhren sind durch Absplitterung der Oberflächenschicht sichtbar geworden.
- Fig. 3—5: Gleiches von *Ostrea cyathula*. Deckelschale, Hinterrand oben, Schalenachse horizontal gestellt, das Blindende der künstlich bloßgelegten Röhren ist mehr oder weniger nach außen, die Kopföffnung nach innen gerichtet. Fig. 4: Vergrößerung (viermal) eines zweiteiligen, gegabelten Baus. Fig. 5 (vergr. viermal): Zwei Kopföffnungen, nach der kantigen Branchialfalte (vgl. Fig. 6 u. 7) gerichtet.
- Fig. 6 u. 7: Fig. 6 in nat. Gr., Fig. 7: Schale von *Ostrea crassissima* in $\frac{1}{3}$ nat. Gr. ++ u. ++: Stelle des Ausschnitts in Fig. 6; Bohrröhren (künstlich bloßgelegt) am Hinterrand und eine Kopföffnung in der vorderen Wohnkammer mit einer pathologischen Aufblähung der letzten Schalenschichten in der Umgebung der Öffnung; rp bedeutet die vordere und hintere Randplatte der Schale. mw den Muskelwulst, mb das Mantel-Branchialfältchen mit den radial schiefquer davon ausstrahlenden Muskelfältchen (vgl. hierzu auch Fig. 3; in Fig. 1 sind diese Gebilde nicht deutlich). Oben und unten die Randlinie des Querschnitts mit Lage der Bohrröhren.
- Fig. 8 u. 9: *Caulostrepsis taeniola* CLARKE in *Strophiodonta gigas* MELBY und *Strophiodonta protaeniolata* MAURER ($\frac{2}{3}$ nat. Gr.).
- Fig. 10: *Clionolithes palmatus* CLARKE in *Loxopteria dispar* SANDBERGER und *Loxorea danai* CLARKE.

6. Zum Problem der Grabenbildung.

Von Herrn MAXIMILIAN WEBER, München,
Technische Hochschule.

I. Historisch-kritische Einleitung.

Im Jahre 1827 hatte E. DE BEAUMONT von einem Jura-berge bei Solothurn aus die Aussicht auf Schwarzwald, Vogesen und das dazwischen in der Tiefe liegende Rheintal genossen und dabei den Eindruck gewonnen, daß es sich geologisch um ein in O—W-Richtung gespanntes Gewölbe handle, dem der Schlußstein fehle; dieser eben habe durch seine Einsenkung die Rheinebene gebildet, während zu beiden Seiten die Widerlager stehen geblieben wären. Das Gewölbe dachte sich BEAUMONT in der Richtung des Rheintales tonnenförmig langgestreckt; die hebende Kraft sei zentrifugal gewesen, also aus der Tiefe gekommen; die äußere Schale dieses Stückes mußte sich einer vergrößerten Fläche anpassen, sie mußte reißen, und zwischen den sich erweiternden Rissen konnten einzelne Schollenstücke in die Tiefe sinken, wie Beispiele an alten Gewölbebauten zeigen: wenn die Seitenwände des Baues auseinanderweichen, geht der Gewölbeschlußstein zur Tiefe (zit. nach VAN WERVEKE, Entstehung des Mittelhheintales, Mitt. Ges. f. Erdkunde, Straßburg, 1913). — Ein Einwand erhebt sich hier sofort: wenn das Gewölbe durch eine hebende also zentrifugale Kraft aus der Tiefe her entstanden gedacht wurde, so mußte diese Kraft, wenn sie nicht vorher wieder rätselhafter Weise sich in die Tiefe zurückgezogen hatte, doch auch den Schlußstein genau so wie die Widerlager am Einstürzen hindern, und es konnten höchstens in der Richtung des Rheintales, so wie an jedem Faltensattel, mehrere schmale Risse auf der Höhe des Gewölbes entstehen mit sekundärem Nachstürzen der Ränder, niemals aber eine so breite Senke.

Nach E. SUSS (Antlitz der Erde) sind Schwarzwald-Odenwald einerseits, Vogesen und Hardt andererseits stehengebliebene „Horste“; die Umgebung zu beiden Seiten wie auch in der Mitte, im heutigen Rheintal, hätte sich nur gesenkt. — Die Gewölbethéorie war damit aufgegeben, aber die ziemlich geradlinige Erstreckung des Rheintales zwischen parallelen Rändern zunächst nicht weiter erklärt.

LAPPARENT sprach sich 1887 wieder für vertikale Hebung aus, und zwar für die beiden seitlichen Gebirgsmassen isoliert.

Demgegenüber betonte ECK 1891, daß es sich höchstens um Halbhörste handeln könne, da wenigstens am Ostrande des Schwarzwaldes nordsüdlich verlaufende, das kristalline von dem Sedimentgebirge trennende, Verwerfungen nicht vorhanden seien. — Er näherte sich also wieder mehr der BEAUMONTSchen Gewölbetheorie.

VAN WERVEKE (a. a. O.) nimmt seit 1892 zwei Gewölbe an, aber ungefähr quer über das Rheintal orientiert, dazwischen die Mulde Pfalzburg—Langenbrücken. Diese Gewölbe seien Falten der Erdrinde, zurückzuführen auf die gleiche Ursache, wie die Faltung des Juragebirges und der Alpen. Die Spalten hält er für Begleiterscheinungen der Faltung und faßt damit Faltung und Senkung im Gegensatz zu SUESS einheitlich zusammen; also nicht radiale Senkung liege vor, sondern Faltung begleitet von Senkung, und zwar letztere in der Richtung quer zu den Falten. Sein Hauptargument ist dabei, daß man bei der SUESSschen Horsttheorie für frühere Zeiten einen sehr viel höheren Meeresstand annehmen müsse, bei seiner Faltungstheorie dagegen nicht. „Nicht der Zug der Tafelländer“, schreibt VAN WERVEKE (Entst., S. 38), „hat die höhere Lage der Gebirge bewirkt, sondern die infolge seitlichen Drucks erfolgte Emporwölbung dieser selbst. Die Tafelländer wurden bei diesem Vorgang mitgehoben, wenn auch in geringerem Maß, und mitgefaltet.“ „Druck von S- und SO-Richtung hat das älteste und das variskische Gebirge gestaucht, und Nachwirkungen dieses Drucks haben die aufwärtsstrebende Bewegung während des Mesozoikums unterhalten. Er hat später den Jura gefaltet und Vogesen mit Schwarzwald hochgepreßt. Auf Druck aus der gleichen Richtung führe ich das Aufreißen der im großen ganzen nordsüdlich gerichteten Spalten des Rheintalgrabens zurück, sowie einen Teil der Verwerfungen der Gebirgs- und Tafelländer.“ Wie er sich das Niedersinken der Grabenpartien vorstellt, bezeugt das wiederholt von ihm gebrauchte Beispiel eines durch zwei parallele Schnitte in drei Streifen geteilten Kartons: beim Zusammendrücken in der Richtung der Schnitte infolge entsprechender Handhabung wölben sich die beiden äußeren Partien empor und erweitern sich besonders in der Mitte nach außen; die Mittelpartie sinkt ein; daher habe sich die besonders tiefe Mulde, welche die Kalisalze beherbergt, am Fuß der höchsten

Auftragungen der Gebirge gebildet. — Damit wäre also längs der Rheintalachse gewissermaßen eine Mulde gegeben als das negative Äquivalent der Sättel zu beiden Seiten. Es kommt aber, scheint mir, nicht ganz klar zum Ausdruck, wie die Risse entstanden sind und warum zwei parallele Haupttrandspalten sich bilden mußten. Auch der noch weiter von ihm angegebene Versuch mit dem gehefteten Buche, das, an den Ecken gefaßt und gegen die Mitte zusammengedrückt, ein Auseinanderweichen der Buchblätter gleich Bildung von Spalten zeigt, ist wohl nicht sehr deutlich, wenschon ein guter Gedanke zugrunde liegt.

DEECKE denkt sich (N. Jahrb. 1908, II, S. 47), daß infolge der Abkühlung des Planetenkörpers regelmäßige Risse in der Kruste entstanden, die dem Magma zum Austritt dienen konnten; erweiterten sich später diese Klüfte durch fortschreitende Abkühlung, so mußten die inzwischen darüber gelagerten Sedimente einsinken und es entstanden Gräben nach Art des oberrheinischen, des Roten Meeres und der afrikanischen.

REGELMANN (Zentralbl. f. Mineral. 1910, S. 307) stellt sich, wesentlich auf Grund seiner Erdbebenforschungen, anscheinend auf die Seite VAN WERVEKES; nicht ein Zug der Tafelländer in die Tiefe bedinge die höhere Lage des Schwarzwaldes, sondern eine infolge seitlichen Druckes (woher? Verf.) erfolgte Emporwölbung des Gebirges.

KRANZ (Zentralbl. f. Mineral., 1911) steht ganz auf dem Standpunkt von SUSS; einer allgemeinen Senkung sollen einzelne stehengebliebene Horste entsprechen.

O. REIS (Geogn. Jahresh. 27, 1915) nimmt für die Bildung des Rheintales nur Zerrung in Anspruch, die senkrecht zur Längserstreckung des Grabens gewirkt habe, und nicht etwa durch Druck von S her, sondern die Loslösung des mittleren Stückes soll durch den randlichen Zug der großen Senkungsfelder in Lothringen und Schwaben auf den früher einheitlichen Schwarzwald—Vogesenhorst bedingt sein; also wäre der Rheingraben zwischen Zerrungsrissen eingesenkt. — Dann müßten aber doch die Gesteine des kristallinen Grundgebirges und der überlagernden Sedimente so elastisch sein, daß sie die Zerrung ohne besonderen Bruch bis auf die Höhe des Horstes hätten übertragen können, wo dann erst der Riß erfolgt wäre. Selbst das hochplastische Gletschereis zeigt aber beim Wegschreiten über einen Buckel des Untergrundes Zerrungsrisse nicht nur auf dem höchsten Punkt,

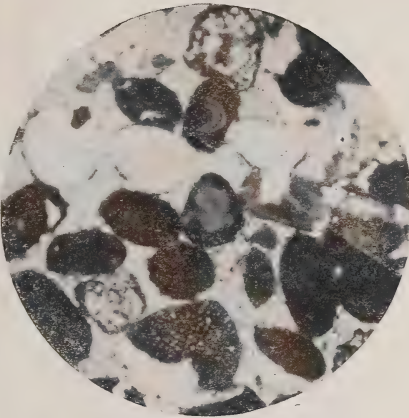


Fig. 1.

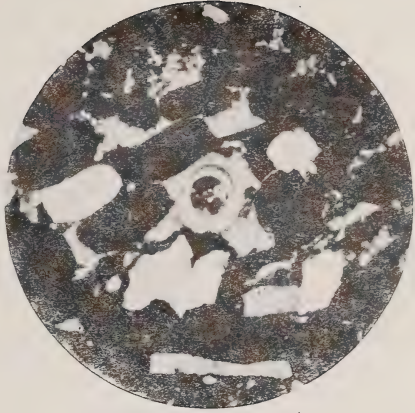


Fig. 2.

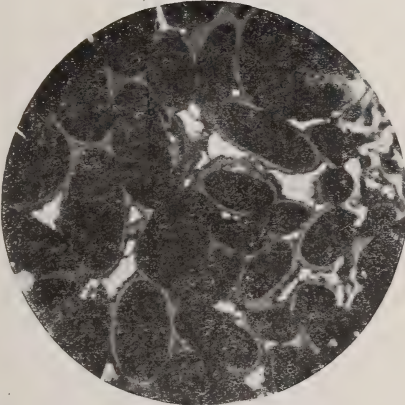


Fig. 3.

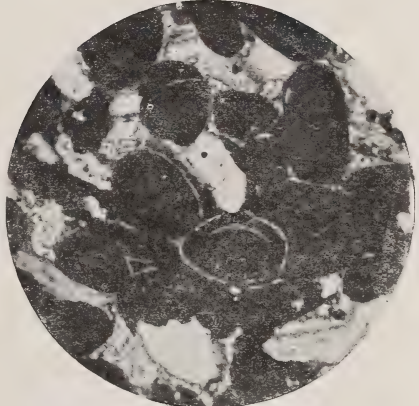


Fig. 4.

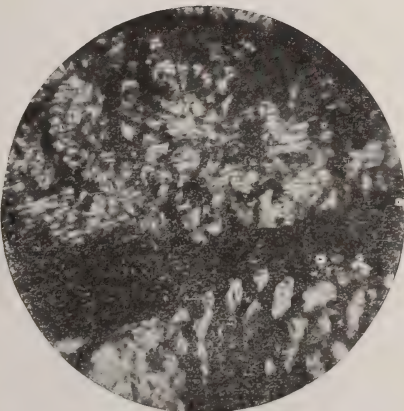


Fig. 5.

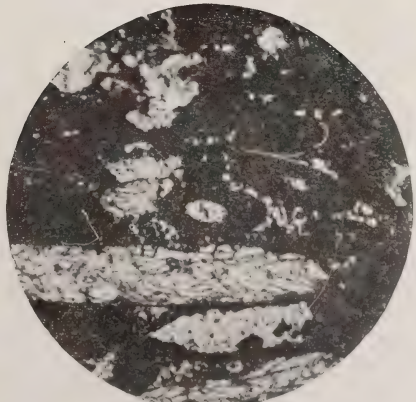


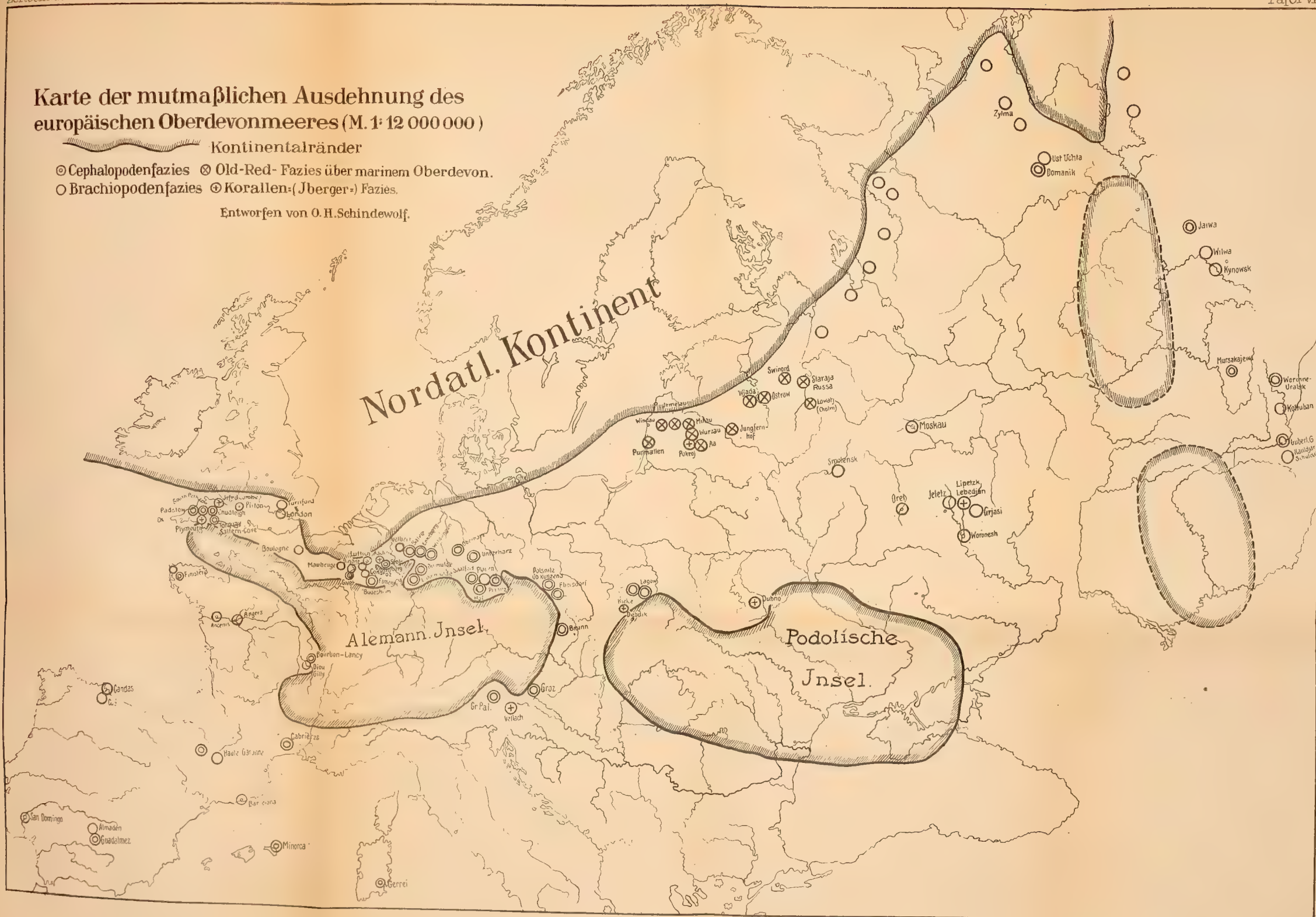
Fig. 6.



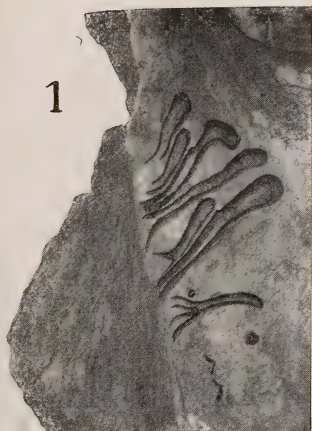
Karte der mutmaßlichen Ausdehnung des europäischen Oberdevonmeeres (M. 1:12 000 000)

- Kontinentalränder
 ⊙ Cephalopodenfazies ⊗ Old-Red- Fazies über marinem Oberdevon.
 ○ Brachiopodenfazies ⊕ Korallen-(Jberger-) Fazies.

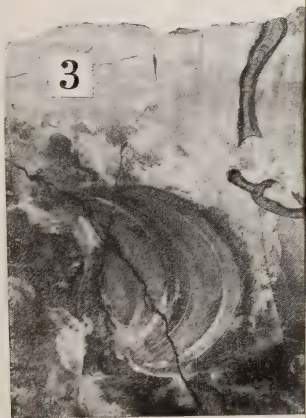
Entworfen von O. H. Schindewolf.



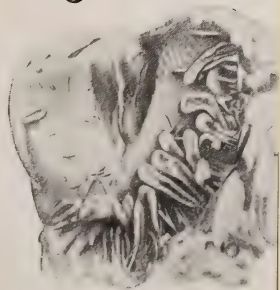
1

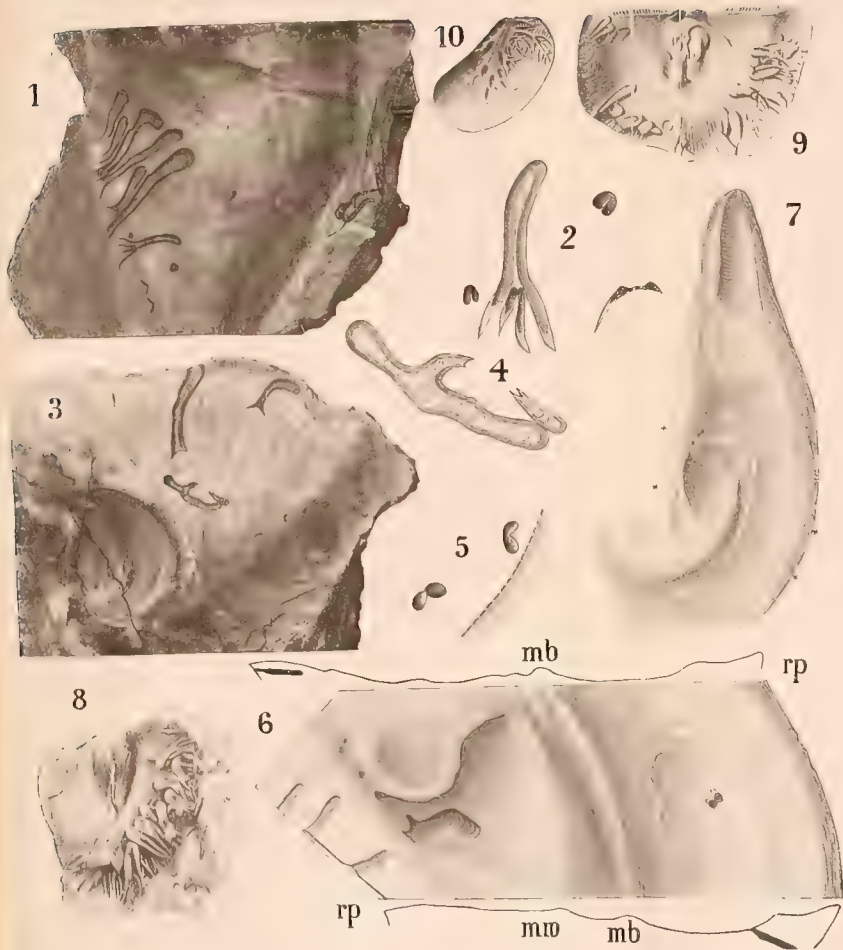


3



8





bb

ma
aer

ief

sg

bie

70

ly

ne

n

ote

tei

sg

ke

rev

un

nic

--

ke

evi

s

ma

ke

nit

ty

--

kel

ota

la

ro

ty

--

eu

eu

re

en

er

--

kel

nit

ar

--

de

bei

ali

--

ec

s n

--

in

Lokalitäten:	Aachen	Velberter Sattel	Westliche Herzkämper Mulde (Westlich Dornap)	Östliche Herzkämper Mulde (Östlich Dornap)	Iserlohn	Normalprofil des östlichen Sauerlandes	Kellerwald (Wildungen)	Attendorf-Elsper Doppelmulde	Dillmulde (Bicken)	Lahmulde (Braunfels, Wetzlar, Biebertal)
Hingehendes:	Kohlenkalk	Etroeuung * und Kohlenkalk	Kohlenkalk (Etroeuung ?)	Kieselkalke und -schiefer des Kulm	Alaunschiefer des Kulm	Alaunschiefer des Kulm	Alaunschiefer des Kulm	Kulmkonglomerat	Kulm-Kiesel-schiefer	Kulm-Kiesel-schiefer
				Transgression	Trans-gression	Trans-gression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression
VII. Wocklumeria-Stufe:				Schichtenlücke	„Wocklumer Kalk“: Graue Tonschiefer mit Knollenkalkbänken, lokal von grauen Schiefern mit Sandsteinen unterlagert	Kalkknottenschiefer der Burg bei Balve mit <i>Wocklumeria Denckmanni</i> u. <i>Oxyclymenia Wocklumeri</i>	Wocklumer Kalk	Graue bis dunkle Tonschiefer mit Einlagerungen von Grauwackensandsteinen	Deckschalstein u. -diabas Dunkelgraue Tonschiefer	Deckschalstein Rote und Grüne Cypridinen-schiefer, im Süden dunkle-sandige und glimmerreiche Tonschiefer mit Cypridinen Tentaculiten und gangförmigen Einlagerungen von Diabasen
VI. Gattendorfia-Stufe:				„Etroeuungsschiefer und -sandsteine“ vom Haken im Üllendahl mit <i>Imitoceras „infracarbonicum“</i> und <i>Cymaclymenia</i> sp.	„Horizont des bunten Knotenkalke“: Rote und grüne Knotenkalke und Kalkknottenschiefer mit Fauna, lokal durch Konglomerate ersetzt	Rote und grüne Fossley-Schiefer mit Cypridinen u. Einlagerungen von Kalkknottenschiefern und Sandsteinbänken	Rote und grüne Fossley-Schiefer mit körnigen Diabas und Quarziten, Arkosen und Grauwackensandsteinen der Aschkuppe	Rote und grüne Fossley-Schiefer mit zwei Ponsandstein-Horizonten	Rote und Grüne Fossley-Schiefer mit Einlagerungen von glimmerigen Ponsandsteinen, Kramenzelkalke und -schiefer mit <i>Imitoceras Gürchi</i> , <i>Gattendorfia subinvoluta</i> und <i>Kalloclymenia subarmata</i>	
V. Laevigites-Stufe:	Obere Famenne-Stufe: Glimmerreiche Sandsteine mit Einlagerungen von sandigen Schiefen, enthaltend: <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Aviculopecten aquisgranensis</i> und <i>Dolabra unilateralis</i> (= <i>Cucullaea Hardingii</i> auct.)	Velberter Schichten: Grüne milde Tonschiefer und dunkle plattige Schiefer mit reichlichem Glimmergehalt und Einlagerungen von grauen Glimmersandsteinen	Grüngraue bis graubraune, glimmerige Tonschiefer mit Einlagerungen von glimmerigen Platten-sandsteinen mit <i>Posidonia venusta</i> , <i>Camarotoechia (?) rotundata</i> und <i>Spirifer Urii</i>	„Obere Cypridinen-schiefer“ mit <i>Cymaclymenia striata</i> , <i>Cymaclymenia ornata</i> , <i>Laevigites</i> cf. <i>Hoewelensis</i> und <i>Oxyclymenia</i> cf. <i>undulata</i>	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression
IV. Postprolobites-Stufe:				„Obere Cypridinen-schiefer“ mit <i>Cymaclymenia striata</i> , <i>Cymaclymenia ornata</i> , <i>Laevigites</i> cf. <i>Hoewelensis</i> und <i>Oxyclymenia</i> cf. <i>undulata</i>	Schichtenlücke	Kramenzelkalke vom Dasberg bei Balve mit <i>Laevigites laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> u. <i>Gonioclymenia Kiliani</i>	Kramenzelkalke mit <i>Laevigites laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> und <i>Gonioclymenia speciosa</i>	Kalkknottenschiefer von Niederhelden und Kramenzelkalke von „Zu Forde“ mit <i>Cymaclymenia striata</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> u. <i>Oxycyl. bisulcata</i>	Kramenzelkalke mit: <i>Laevigites Hoewelensis</i> , <i>L. laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> u. <i>Gonioclymenia speciosa</i>	Kramenzelkalke von Weilburg mit <i>Oxyclymenia subundulata</i>
III. Prolobites-Stufe:				„Obere Cypridinen-schiefer“ mit <i>Cymaclymenia striata</i> , <i>Cymaclymenia ornata</i> , <i>Laevigites</i> cf. <i>Hoewelensis</i> und <i>Oxyclymenia</i> cf. <i>undulata</i>	„Sandsteine in der oberen Hälfte der Roten Cypridinen-schiefer“	Kalke des Enkeberges und Beul bei Balve mit <i>Postprolobites Yakowlewii</i> , <i>P. Frechi</i> und zahlreichen <i>Platyclymenia</i> -Arten	Rote dünnplattige Kalke mit <i>Postprolobites Yakowlewii</i> , <i>P. Frechi</i> und zahlreichen <i>Platyclymenia</i> -Arten	Kramenzelkalke	Kramenzelkalke mit <i>Postprolobites Yakowlewii</i> , <i>Platyclymenia protacta</i> , <i>Platycl. bicostata</i> und <i>Platycl. intricata</i>	Schwarze Kalkknottenschiefer von Kirschlofen bei Weilburg mit <i>Platyclymenia Quenstedti</i> , <i>Platycl. crassa</i> und <i>Platycl. Ruedemanni</i>
II. Cheiloceras-Stufe:	Rote Knollenkalke mit <i>Cheiloceras Verneuli</i> Schiefer mit <i>Spirifer Verneuli</i> u. <i>Sp. Murchisoni</i>		„Horizont der grauen Kalkknottenschiefer“ mit <i>Cheiloceras Verneuli</i> , <i>Ch. subpartitum</i> , <i>Ch. saccatus</i> u. <i>Tornoceras simplex</i>	„Untere Cypridinen-schiefer“ mit <i>Cheiloceras Verneuli</i> und <i>Tornoceras simplex</i>	„Horizont der Plattensandsteine“ mit <i>Spirifer Verneuli</i> „Horizont der sandigen Schiefer“ „Horizont der vorwiegend grauen und schwarzen Schiefer“	Kalke mit <i>Prolobites delphinus</i> und <i>Cyrtoclymenia involuta</i> Kalke mit <i>Pseudoclymenia Sandbergeri</i> und <i>Pseudocl. Drevermanni</i>	Knollenkalke mit <i>Prolobites delphinus</i> u. <i>Cyrtoclymenia involuta</i> Knollige Kalke mit <i>Pseudoclymenia Sandbergeri</i>		Fossilarme Kramenzelkalke	„Cypridinen-schiefer“ mit Einlagerungen von Kiesel-schiefen
I. Manticoceras-Stufe:	Fräse-Schiefer und -Knollenkalke mit <i>Phillipsastraea</i> , <i>Cyathophyllum</i> , <i>Spirifer Verneuli</i> und <i>Manticoceras intumescens</i> Fräse-Kalk mit <i>Stromatopora</i>	„Fräse“-Schiefer von Ratingen Flinzschiefer Dorper Kalk	„Matagne-Schichten“ (Schiefer- und Nierenkalke) Zonen 17-8. Diabas „Wulstige Plattenkalke“ „Flinzschiefer“ Zone 1a (?) „Iberger Kalk“ „Gruitener Schichten“	„Flinzschiefer“ Zone 13 (?) „Dorper Kalk“	Östricher Kalk mit <i>Manticoceras</i> Budesheimer Schiefer Flinz „Prolecanitenschiefer“ mit <i>Phariceras</i> und <i>Gephyroceras</i>	Plattenkalke der Zonen 1a-8 von Martenberg bei Adorf und anderen Lokalitäten Riffkalke der Burg bei Rosenbeck und des Enkeberges mit <i>Phillipsastraea</i>	Kellwasserkalk (Zone 1a) Adorfer Plattenkalk (Zone 17) Budesheimer Schiefer	Budesheimer Schiefer (Zonen 17-8) mit <i>Gephyroceras forcipiferum</i> und <i>G. complanatum</i> (Tonschiefer mit schwarzen Kalksteinen) und Adorfer Plattenkalk Kalke mit <i>Phariceras</i> u. <i>Gephyroceras</i> (1a-3)	Dunkle bituminöse Schiefer und Kalke mit <i>Crickites Holzapfeli</i> (Zone 1a) Überschiebung	Kellwasserkalke von Weilburg, graue u. rötliche Flaserkalke mit zahlreichen Manticoceras u. Riffkalke mit <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Hypothyris cuboides</i> und <i>Phillipsastraea</i> -Arten Roteisensteinhorizont
Liegendes:	Oberer Massenkalk	Oberer Stringocephalenkalk	Oberer Stringocephalenkalk	Oberer Stringocephalenkalk	Oberes Mitteldevon	Oberer Stringocephalenkalk	Kalke mit <i>Agoniatites discoides</i>	Oberes Mitteldevon	Odershauser Kalk	Mitteldevonscher Schalestein

luß des Rheinisc

Rohmkerhalle)

hiefer des Kulm

ssion

, häufig glimmer-
hiefer mit unter-
gen von plattigen
inen

ssion

n Rohmkerhalle
riata, *Laevigites*
ymenia undulata

Rohmkerhalle
ia annulata

olobites delphinus
ia involuta

Pseudoclymenia
docl. Drevermanni

Cheiloceras cf.
roceras Guembeli

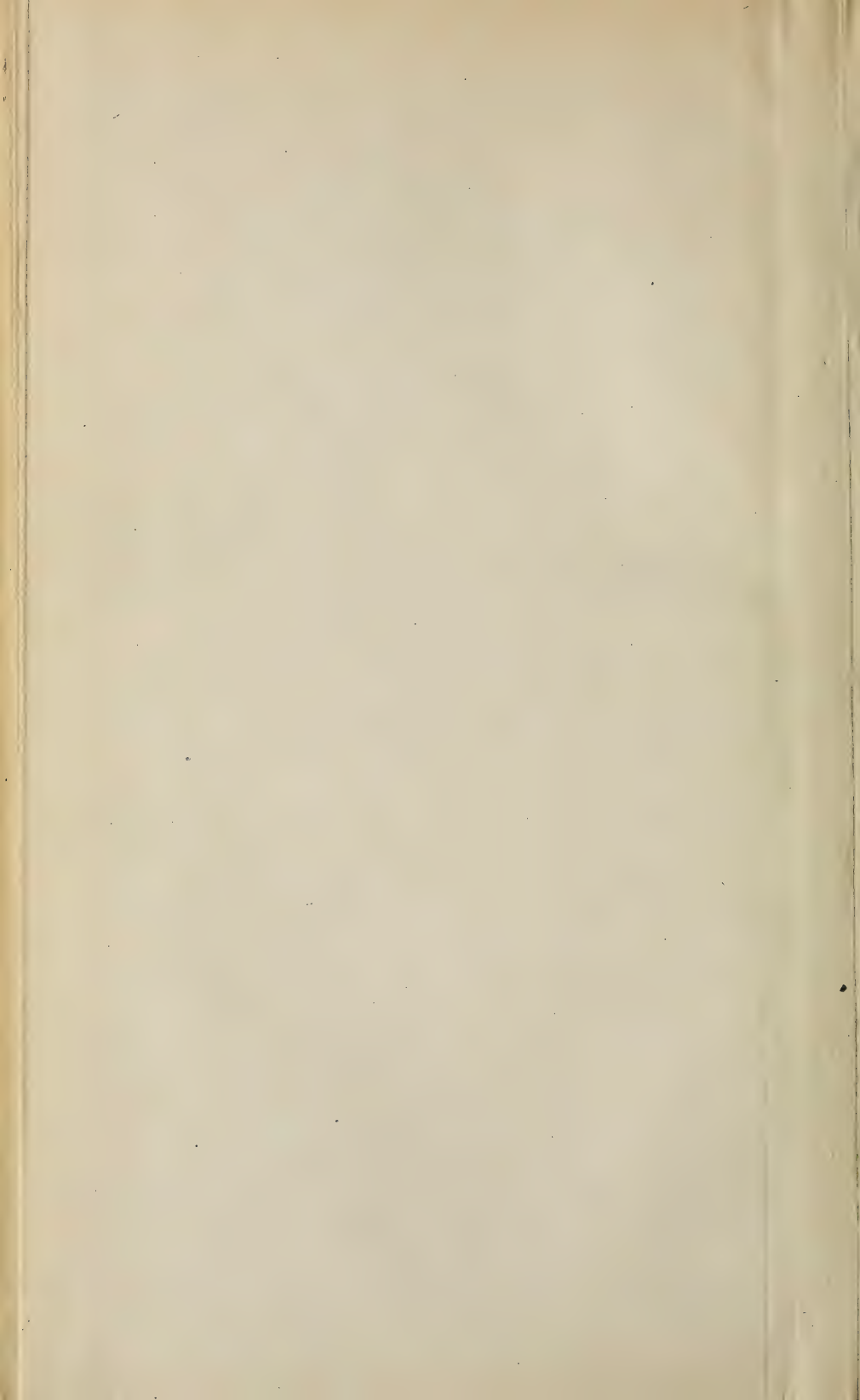
it *Cheiloceras*
tum

Iδ) mit *Crickites*
feli


(Zone Iβ-γ)
fer (Zone Ia)


lenkalk

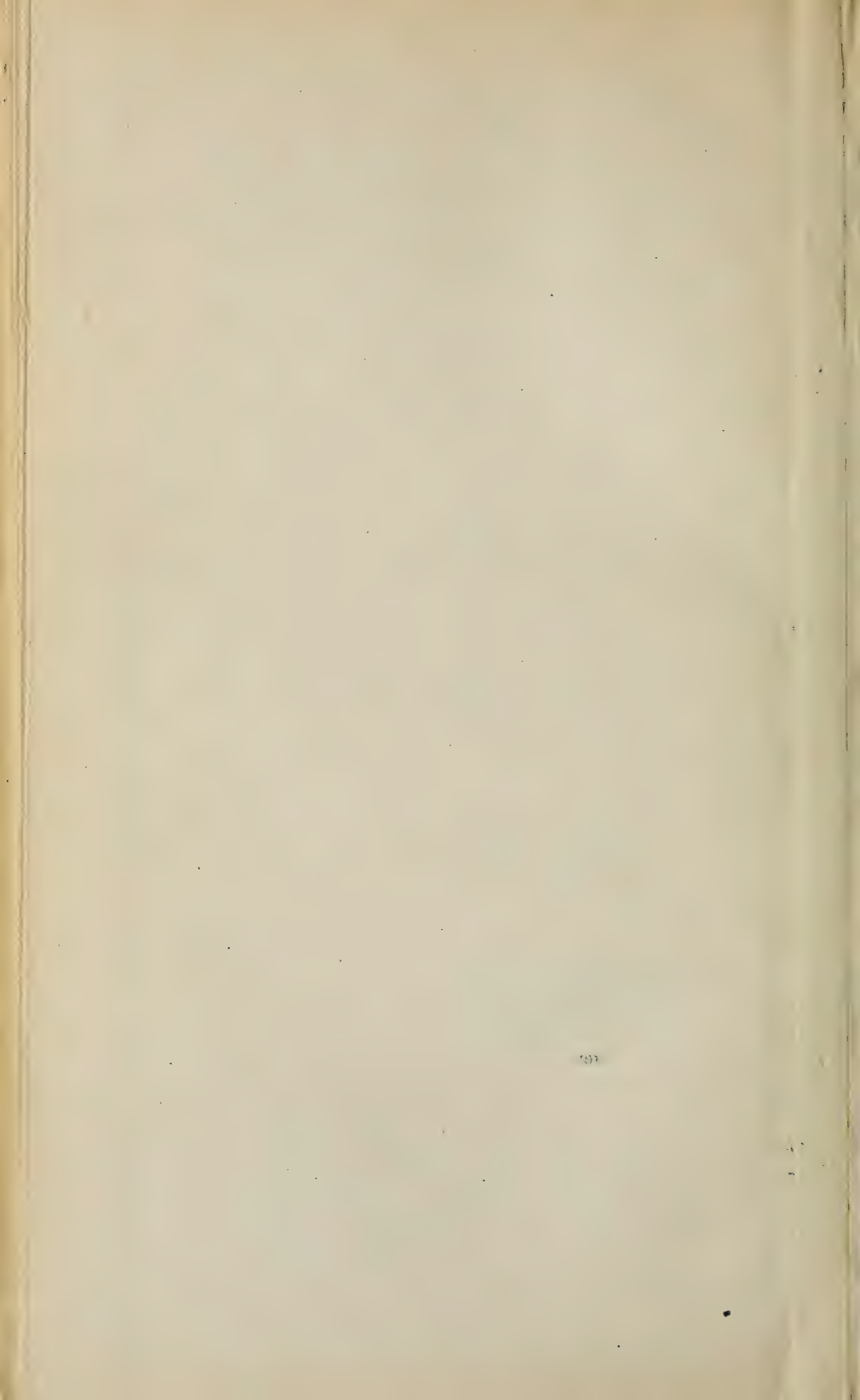
Lokalitäten:	Saalfeld	Gattendorf	Schleiz	Oberharz (Aeketal, Rohmkerhalle)	Ebersdorf	Karnische Alpen
Hangendes:	Alaunschiefer des Kulm	Kulmkonglomerate	Alaunschiefer, Kohlenkalk	Alaun- und Kieselschiefer des Kulm	Karbonische Gneissandsteine und -konglomerate	Kulmschiefer ?
	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression
VII. Wocklmeria-Stufe:	5 m „Obere Kalkknotenschiefer“ mit <i>Entomis serratostrata</i> und <i>Posidonia venusta</i>	Lücke	? Hangende Diabasbreccie, blaugraue oder grüngraue Tonschiefer mit <i>Entomis serratostrata</i> und <i>Tentaculites</i>		Lücke	Lücke ?
VI. Gattendorfia-Stufe:	7–8 m „Oberer Quarzit“	0,65–1 m Kramenzelkalke u. -schiefer mit <i>Imitoceras Gürichi</i> , <i>Gattendorfia subinvoluta</i> , <i>Cyrtoclymenia angustiseptata</i> , <i>Kalloclymenia subarmata</i>	Kalkknotenschiefer u. Kramenzelkalke mit <i>Imitoceras Gürichi</i> , <i>Postprolobites varicosus</i> , <i>Gattendorfia subinvoluta</i> , <i>Cyrtoclymenia angustiseptata</i> und <i>Kalloclymenia quadrata</i>	Graue, grüne und rote, häufig glimmerreiche Cypridinenschiefer mit untergeordneten Einlagerungen von plattigen Sandsteinen		
V. Laevigites-Stufe:	16–19 m „Unterer Kalkknotenschiefer“ mit <i>Kalloclymenia subarmata</i> , <i>Cyrtoclymenia angustiseptata</i>	2,55 m lichtgrauer bis blauer stark gefasertes Kalk mit <i>Laevigites laevigatus</i> und <i>Oxyclymenia undulata</i>	Kalkknotenschiefer und Kramenzelkalke mit <i>Laevigites Hoevelensis</i> und <i>Oxyclymenia undulata</i>	Transgression	Blaugraue Flaserkalke mit <i>Imitoceras Gürichi</i> , <i>Im. Denckmanni</i> , <i>Cyrtoclymenia angustiseptata</i> und <i>Kalloclymenia subarmata</i>	? Kalke mit <i>Cyrtoclymenia angustiseptata</i> und <i>Oxyclymenia bisulcata</i>
	5–11 m „Unterer Quarzit“	3,05 m grauer oder blauer Flaserkalk mit <i>Laevigites Hoevelensis</i> und <i>L. spiratissimus</i>				
	8–10 m Schiefer und Kalkknotenschiefer mit <i>Laevigites Hoevelensis</i> , <i>Cymaclymenia cordata</i>			Kramenzelkalke von Rohmkerhalle mit <i>Cymaclymenia striata</i> , <i>Laevigites laevigatus</i> und <i>Oxyclymenia undulata</i>	Hellgraurote bis blutrote Flaserkalke mit <i>Laevigites laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> , <i>Oxyl. subundulata</i> und <i>Gonioclymenia speciosa</i>	Kalke mit <i>Laevigites laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> u. <i>Gonioclymenia speciosa</i>
IV. Postprolobites-Stufe:	0,10 m sehr fossilreicher Kalkknotenschiefer mit <i>Postprolob. Yakowlewii</i>	2,40 m grauer bis blauschwarzer stark gefasertes Kalk mit <i>Postprolobites Yakowlewii</i> , <i>P. Frechi</i> , <i>Platyclymenia annulata</i> , <i>Platycl. protacta</i> und <i>Platycl. Quenstedti</i>	Kramenzelkalke mit <i>Postprolobites Yakowlewii</i> und <i>Platyclymenia annulata</i>	Kramenzelkalke von Rohmkerhalle mit <i>Platyclymenia annulata</i>	Blaugraue bis intensiv rotgefärbte Flaserkalke mit <i>Postprolobites Yakowlewii</i> , <i>P. Frechi</i> und <i>Platyclymenia annulata</i>	Kalk mit <i>Postprolobites Yakowlewii</i> , <i>P. Frechi</i> und <i>Platyclymenia annulata</i>
III. Prolobites-Stufe:	80–100 m grünliche, graue oder rote Knotenkalke mit <i>Entomis serratostrata</i> und <i>Posidonia venusta</i>	2,40 m dunkelblauer Knotenkalk mit <i>Rectoclymenia subflexuosa</i> , <i>Cyrtoclymenia involuta</i> und <i>Platyclymenia Sandbergeri</i>		Kramenzelkalk mit <i>Prolobites delphinus</i> und <i>Cyrtoclymenia involuta</i>		Plattiger Kalk mit <i>Prolobites delphinus</i> und <i>Sporadoceras Muensteri</i>
		1,20 m lichtgrauer Flaserkalk mit <i>Pseudoclymenia Sandbergeri</i> u. <i>Pseudocl. Drevermanni</i>	Fossilarme kleinknotige Kramenzelkalke, an der Basis mit <i>Cheiloceras</i> sp.	Kramenzelkalk mit <i>Pseudoclymenia Sandbergeri</i> und <i>Pseudocl. Drevermanni</i>		
II. Cheiloceras-Stufe:		6,80 m roter bis blauer Flaserkalk mit <i>Cheiloceras curvispina</i> und <i>Dimeroceras Guembeli</i>		Kramenzelkalk mit <i>Cheiloceras</i> cf. <i>planilobus</i> und <i>Dimeroceras Guembeli</i>	40 m mächtiger dünnplattiger „Hauptkalk“ mit <i>Euomphalus crassitesta</i> , <i>Pugnax pugnax</i> , <i>Productella subaculeata</i> , <i>Athyris concentrica</i> und <i>Schizophoria striatula</i>	Brachiopodenkalk des Kollinkofels mit <i>Spirifer Urii</i> , <i>Hypothyris cuboides</i> , <i>Pugnax pugnax</i> , <i>P. acuminatus</i>
		+ 6,35 m grauroter bis roter Flaserkalk mit <i>Cheiloceras subpartitum</i> und <i>Ch. Pompeckji</i>		Kramenzelkalk mit <i>Cheiloceras subpartitum</i>		
I. Manticoceras-Stufe:	0,8 m schwarze Alaunschiefer	Diabastuffe und -breccien mit <i>Phillipsastraea ananas</i> , <i>Spirifer Verneuli</i> und var. var.	Schwarze Kalke (Zone I δ) mit <i>Manticoceras crassum</i> , <i>Crickites Holzapfeli</i> und <i>Cr. acutum</i>	Kellwasserkalk (Zone I δ) mit <i>Crickites Holzapfeli</i>		
	0,35 m Kalkbank, 8–12 m hellgrünliche oder bläulichgraue Tonschiefer mit <i>Entomis serratostrata</i> und <i>Tentaculites striatus</i>		Diabastuffe von Kirschkau mit <i>Phillipsastraea</i> und <i>Spirifer Verneuli</i>	Adorfer Plattenkalk (Zone I β – γ) Budesheimer Schiefer (Zone I α)		
	Blaugraue Schiefer und Grauwacken					
Liegendes:	Mitteldevon. Schiefer u. Grauwacken	Oberes Mitteldevon	Oberes Mitteldevon	Stringocephalenkalk	Gabbro(-konglomerat ?)	Oberer Stringocephalenkalk



reich, Belgien, Spanien, England]

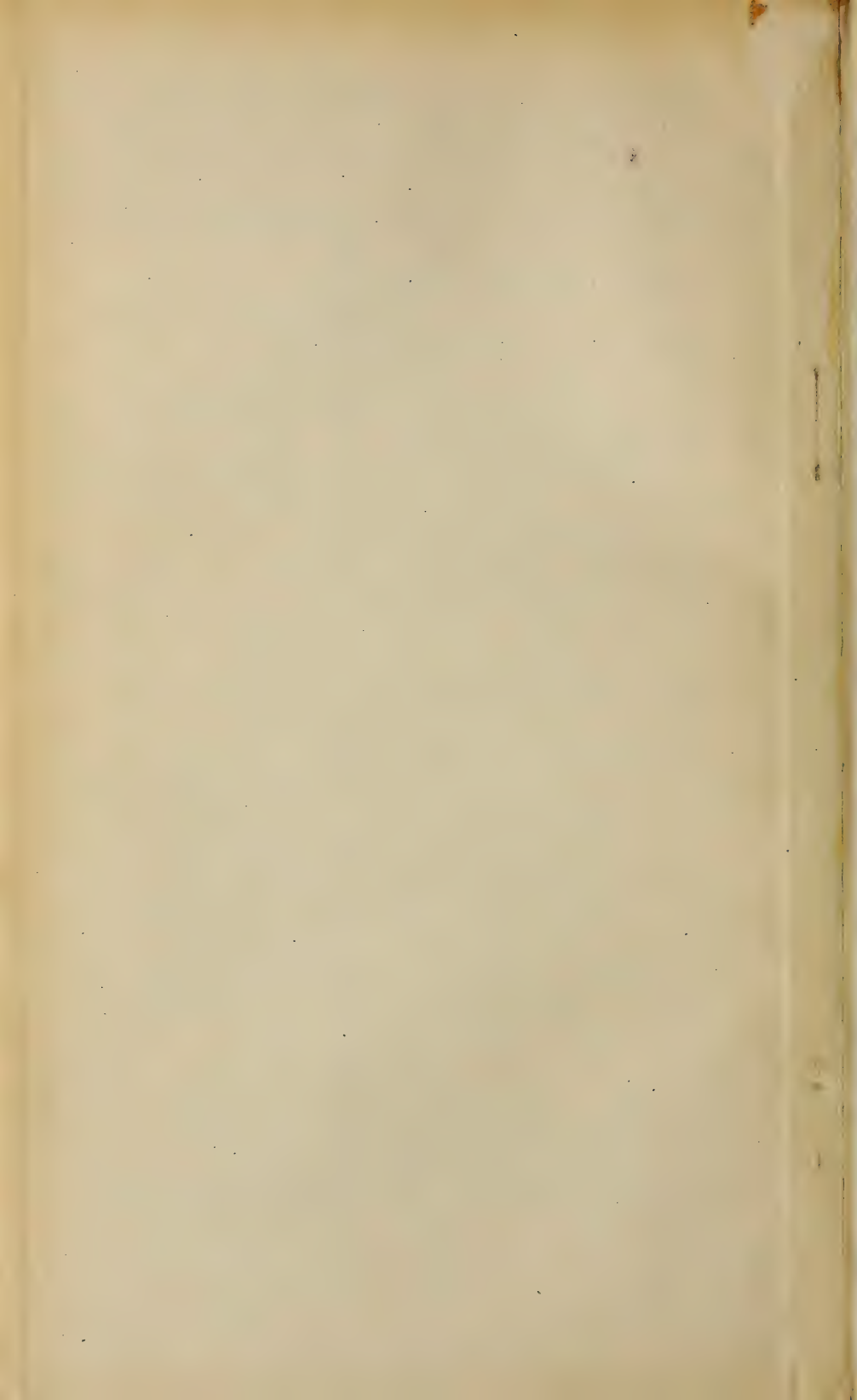
Pyrenäen	Padsto
Visé-Stufe	Kulm
Transgression	Transgres
	
amenzelkalk mit <i>rites laevigatus</i> , <i>Oxy-</i> <i>ia undulata</i> , <i>Cyma-</i> <i>lymenia striata</i>	Rote, grün graue od. Schiefe
	<i>Posidonia</i> <i>Tentaculite</i> <i>mis serrai</i>
amenzelkalk mit <i>oceras amblylobus</i> , <i>Ch. curvispina</i>	Graue Schiefe <i>Cheiloceras Ver</i> <i>Ch. umbilicatum</i> , <i>retrostriat</i>
bis graue Korallen- e oder schwarze er mit <i>Spirifer Ver-</i> <i>ili</i> , <i>Manticoceras</i> <i>retrorsum</i>	Kalkige graue S mit <i>Tornoceras s</i> <i>Mimoceras comp</i> <i>Buchiola retrost</i> <i>Styliola, Tentac</i> <i>Trimerocepha</i>
res Mitteldevon	?

Cabrières (Languedoc)	Givet, Famenne (Becken von Dinant)	Condroz (Becken von Namur)	Boulonnais	Finistère und Angers (Bretagne)	Pyrenäen	Padstow	South F.therwin	T. quay
Kulmschiefer und -grauwacken	Kalk von Etroeungt	Kalk von Etroeungt	Visé-Stufe	Kulm und Visé-Stufe	Visé-Stufe	Kulm	Kulm	Kulm
Transgression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression	Transgression
VI. Gattendorffa- u. Woeklumeria- Stufe: Tiefroter Kramenzelkalk mit <i>Imiloceras Gürichi</i> , <i>Im. Denck-</i> <i>manni</i> , <i>Cyrtoclymenia angustiseptata</i>	Famenne	Psaunites von Condroz	Gelbe und rötliche Sandsteine von Piennes und Sainte Godelaine mit <i>Dolabra unilateralis</i> , <i>D. trapezia</i> , <i>Cypricardia</i>	Knotenschiefer von La Vallée mit <i>Posidonia venusta</i> , <i>Entomis cf. fragilis</i> , <i>Præcardium vetustum</i> Kalke von Fresnaie mit <i>Tentaculites tenuicinctus</i> , <i>T. acuarius</i> , <i>Bactrites</i>	 Kramenzelkalk mit <i>Laevigites laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> , <i>Cymaclymenia striata</i>	Rote, grüne, blaugraue od. schwarze Schiefer mit <i>Posidonia venusta</i> , <i>Tentaculites</i> , <i>Entomis serratostrata</i>	Grüne und schwarze Schiefer mit <i>Phacops granulatus</i> , <i>Entomis serratostrata</i> , <i>Posidonia venusta</i> , <i>Buchiola retrostrata</i>	Rote und grüne Schiefer mit <i>Posidonia venusta</i> und <i>Entomis serratostrata</i>
V. Laevigites-Stufe: Roter Kramenzelkalk mit <i>Laevigites Hoelensis</i> , <i>L. laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> , <i>Oxyl. subundulata</i>								
IV. Postprolobites-Stufe: Grauer und hellroter Kalk mit <i>Postprolobites Yakowlew</i> , <i>P. Frechi</i> , <i>Platyclymenia annulata</i> , <i>Pl. bicostata</i> , <i>Pl. intracostata</i>								
III. Prolobites-Stufe: Roter Kramenzelkalk mit <i>Sporadoceras biferum</i> , <i>Sp. Muensteri</i> , <i>Rectoclymenia falcifera</i>								
II. Cheiloceras-Stufe: Dunkle Kalke und rote Plattenkalke mit <i>Cheiloceras subpartitum</i> , <i>Ch. Verneuli</i> , <i>Sporadoceras biferum</i> , <i>Pseudoclymenia planidorsata</i>				Schiefer von Rostellec mit <i>Cheiloceras Verneuli</i> , <i>Tornoceras simplex</i> , <i>Buchiola retrostrata</i> , <i>Entomis serratostrata</i>	Kramenzelkalk mit <i>Cheiloceras amblylobus</i> , <i>Ch. curvispina</i>	Graue Schiefer mit <i>Cheiloceras Verneuli</i> , <i>Ch. umbilicatum</i> , <i>Buchiola retrostrata</i>	<i>Cheiloceras</i> -Stufe mit <i>Cheiloceras umbilicatum</i> (?) und <i>Sporadoceras biferum</i>	<i>Cheiloceras</i> -Stufe mit <i>Cheiloceras Verneuli</i> (?)
I. Manticoceras-Stufe: Rote und schwarze Plattenkalke und Schiefer mit <i>Manticoceras intumescens</i> , <i>M. calciforme</i> , <i>Beloceras multilobatum</i> , <i>Tornoceras simplex</i>	Schiefer von Matagne mit <i>Manticoceras intumescens</i> , <i>M. calciforme</i> , <i>Buchiola retrostrata</i> Schiefer u. Kalke v. Frasne m. <i>Manticoceras intumescens</i> und <i>Liorhynchus formosus</i> Rifalkalke m. <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Cyatophyllum</i> , <i>Stromatopora</i>	Schiefer mit <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Hypothyris cuboides</i> Kalke von Huy Rifalkalke mit <i>Stromatopora</i> , <i>Alveolites</i>	Kalke von Ferques mit <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Sp. Bouchardi</i> , <i>Productella subaculeata</i> Schiefer und Kalke von Beaulieu mit <i>Pentamerus brevirostris</i> , <i>Spirigera Davidsoni</i>	Schiefer von Traouliers mit <i>Hypothyris cuboides</i> , <i>Pugnax pugnax</i> , <i>Cyrtina heteroclyta</i>	Weiß bis graue Korallenkalke oder schwarze Schiefer mit <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Manticoceras retrorsum</i>	Kalkige graue Schiefer mit <i>Tornoceras simplex</i> , <i>Mimoceras compressum</i> , <i>Buchiola retrostrata</i> , <i>Styliola</i> , <i>Tentaculites</i> , <i>Trimeroccephalus</i>	Rifalkalke m. <i>Phillipsastraea Hennahi</i> Kalk mit <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Hypothyris cuboides</i> Schiefer und Kalk mit <i>Manticoceras calciforme</i> , <i>M. intumescens</i> , <i>Beloceras multilobatum</i> , <i>Buchiola retrostrata</i>	
Oberes Mitteldevon (Kalk von Bataille)	Givétien (Stringocephalenkalk)	Givétien (Stringocephalenkalk)	Silur	Eifelien (Schiefer von Porsguen)	Oberes Mitteldevon			Oberes Mitteldevon



Westural	Ostural
Kohlenkalk mit <i>Productus mesolobus</i>	Kulm-Sandsteine und -Kalke
	Transgression
Lücke	Sandstein und Schiefer von Werchne-Uralsk mit <i>Entomis serratostrata</i> Kalke der Guberlinskischen Berge ? mit <i>Cyrtocl. augustiseptata</i> , <i>Kallocl. cf. subarmata</i>
	Kalke von Werchne-Uralsk und der Guberlinskischen Berge mit <i>Laevigites laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> , <i>Gonioclymenia speciosa</i>
Hellgraue Kalke von Mursakaewa mit <i>Clymenia Tschernyschewi</i> , <i>Cl. flexuosa</i> , <i>Cl. Krasnopolski</i>	Kalke von Werchne-Uralsk und der Guberlinskischen Berge mit <i>Platyclymenia annulata</i> und <i>Postprolobites Yakowlewi</i>
	Weißer und rote Kalke von Werchne-Uralsk mit <i>Prolobites delphinus</i> , <i>Sporadoceras Muensteri</i> , <i>Pseudoclymenia dorsata</i> , <i>Cyrtoclymenia involuta</i> , <i>Varioclymenia cf. Pompeckji</i>
Hellgraue Kalke von Mursakaewa und Jaiva mit <i>Cheiloceras Verneuli</i> und <i>Camarophoria subreniformis</i>	Helle Kalke von Werchne-Uralsk mit <i>Cheiloceras sacculus</i> , <i>Ch. aff. subpartiti</i>
Dunkelgraue Kalke v. Mursakaewa mit <i>Manticoceras intumescens</i> , <i>M. Ammon</i> , <i>Tornoceras simplex</i>	Graue Kalke von Werchne-Uralsk mit <i>Euomphalus crassitesta</i> , <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Productella subaculeata</i>
Kalke und Schiefer von Wilwa u. Kynowsk mit <i>Manticoceras intumescens</i> , <i>Spirifer Archiaci</i> , <i>Hypothyris cuboides</i> , <i>Liorhynchus formosus</i>	Sandige Kalke von Werchne-Uralsk mit Brachiopoden, Kalke vom See Koltuban mit <i>Manticoceras intumescens</i> , <i>Spirifer Archiaci</i> , <i>Sp. zickzack</i>
Oberes Mitteldevon (Kalk mit <i>Spirifer Anossofi</i>)	Stringocephalenkalk

Pommesches Mittelgebirge	Nordwestrußland	Zentralrußland	Petschoraland (Timan)	Westural	Ostural
Visé-Kalke	Unterer Zechsteinkalk	Kulm-Sandstein	Unteres Oberkarbon (Moskauer Stufe)	Kohlenkalk mit <i>Productus mesolobus</i>	Kulm-Sandsteine und -Kalke
Transgression	Lücke	(Grenzschicht: Kalk von Malewka-Murajewnia)			Transgression
VI. Gattendorfia- u. Woeklumeria- Stufe: 		Horizont von Lebedjan (WENJUKOFF): Schichten mit <i>Arca Orelana</i> , <i>Spirifer Archiaci</i> Rifffalke mit <i>Stromatopora</i>		Lücke	Sandstein und Schiefer von Werchne- Uralsk mit <i>Entomis serratostrata</i> Kalke der Guberlinskischen Berge ? mit <i>Cyrtoc. augustiseptata</i> , <i>Kallocl.</i> <i>cf. subarmata</i>
V. Laevigites-Stufe: Schiefer von Kjelce (Psiarnia) mit <i>Laevigites laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia</i> <i>undulata</i> , <i>Cymaclymenia striata</i>	„Obere Sandsteine“ = glimmer- haltige Sandsteine und Mergel mit <i>Holoptychius</i> , <i>Bothriolepis</i> , <i>Dendrodus</i> , <i>Cocosteus</i> , <i>Dipterus</i>				Kalke von Werchne-Uralsk und der Guberlinskischen Berge mit <i>Laevigites</i> <i>laevigatus</i> , <i>Oxyclymenia undulata</i> , <i>Goniclymenia speciosa</i>
IV. Postprolobites-Stufe: Schiefer von Kjelce (Psiarnia) mit <i>Platyclymenia annulata</i> und <i>Post-</i> <i>prolobites Yakowlewi</i>			Lücke	Hellgraue Kalke von Mursakaewa mit <i>Clymenia Tschernyschewi</i> , <i>Cl. flexuosa</i> , <i>Cl. Krasnopolski</i>	Kalke von Werchne-Uralsk und der Guberlinskischen Berge mit <i>Platy-</i> <i>clymenia annulata</i> und <i>Postprolobites</i> <i>Yakowlewi</i>
III. Prolobites-Stufe: Kalke und Schiefer von Lagow und Kjelce mit <i>Prolobites delphinus</i> , <i>Pseudo-</i> <i>clymenia Sandbergeri</i> , <i>Cyrtoclymenia</i> <i>involuta</i> , <i>Rectoclymenia subflexuosa</i>		„Horizont von Jeletz“ (WENJUKOFF): Dolomitische Kalke mit <i>Spirifer</i> <i>Archiaci</i> , <i>Sp. Brodi</i> , <i>Camarotoechia</i> <i>livonica</i> , <i>Athyris concentrica</i> , <i>Productella subaculeata</i> , <i>Gomphoceras</i> , <i>Phragmoceras</i>			Weiße und rote Kalke von Werchne- Uralsk mit <i>Prolobites delphinus</i> , <i>Spora-</i> <i>docras Muensteri</i> , <i>Pseudoclymenia</i> <i>dorsata</i> , <i>Cyrtoclymenia involuta</i> , <i>Vario-</i> <i>clymenia cf. Pompeckji</i>
II. Cheiloceras-Stufe: Kalke und Schiefer von Lagow und Kjelce mit <i>Cheiloceras sacculus</i> , <i>Ch.</i> <i>subpartitum</i> , <i>Ch. lagowiense</i> , <i>Dimeroc-</i> <i>eras lentiforme</i> , <i>Sporadoceras biferum</i>	Grob kristalline Dolomite und Mergel (= 3 Horizont WENJUKOFFS von Swinord, Staraja Russa usw ex p.) mit <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Sp. Archiaci</i> , <i>Sp. tenticulum</i> , <i>Hypothyris cuboides</i> , <i>Camarotoe-</i> <i>chia livonica</i> , <i>Productella subacu-</i> <i>leata</i> , <i>Strophalosia productoides</i> , <i>Gomphoceras</i> , <i>Phragmo-</i> <i>ceras</i>	„1. Woronesher Horizont“ (WENJUKOFF): Kalke mit <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Sp. Archiaci</i> , <i>Sp. tenticulum</i> , <i>Sp. Urii</i> , <i>Hypothyris cuboides</i> , <i>Strophalosia productoides</i>		Hellgraue Kalke von Mursakaewa und Jaiva mit <i>Cheiloceras Verneuli</i> und <i>Camarophoria subreniformis</i>	Helle Kalke von Werchne-Uralsk mit <i>Cheiloceras sacculus</i> , <i>Ch. aff. subpartiti</i>
I. Manticoceras-Stufe: Graubrauner splittiger Kalk mit <i>Manticoceras intumescens</i> , <i>M. calculiforme</i>	Rifffalke von Kadzielnia mit <i>Stromatopora</i> , <i>Cyathophyllum</i> , <i>Spirifer Archiaci</i> , <i>Hypothyris cuboides</i>		Domanik-Schiefer mit <i>Manticoceras in-</i> <i>tumescens</i> , <i>M. Ammon</i> , <i>Gephy-</i> <i>roceras</i> , <i>Timanites</i> , <i>Tornoceras</i> Kalke und Schiefer mit <i>Spirifer Verneuli</i> , <i>Sp. Archiaci</i> , <i>Hypothyris</i> <i>cuboides</i> , <i>Productella subaculeata</i>	Dunkelgraue Kalke v. Mursakaewa mit <i>Manticoceras intumescens</i> , <i>M.</i> <i>Ammon</i> , <i>Tornoceras</i> <i>simplex</i> Kalke und Schiefer von Wilwa u. Kynowsk mit <i>Manticoceras</i> <i>intumescens</i> , <i>Spirifer Archiaci</i> , <i>Hypo-</i> <i>thyris cuboides</i> , <i>Liorhynchus formosus</i>	Graue Kalke von Werchne-Uralsk mit <i>Euomphalus crassitesta</i> , <i>Spiri-</i> <i>fer Verneuli</i> , <i>Produc-</i> <i>tella subacu-</i> <i>leata</i> Sandige Kalke von Werchne- Uralsk mit Brachiopoden, Kalke vom See Koltuban mit <i>Manticoceras in-</i> <i>tumescens</i> , <i>Spirifer Archiaci</i> , <i>Sp. zickzack</i>
Stringocephalenkalk	Oberes Mitteldevon (Dolomit mit <i>Spirifer Anossofi</i>)	Oberes Mitteldevon (Dolomit mit <i>Spirifer Anossofi</i>)	Oberes Mitteldevon (Kalk mit <i>Spirifer Anossofi</i>)	Oberes Mitteldevon (Kalk mit <i>Spirifer Anossofi</i>)	Stringocephalenkalk



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

4. Heft. 73. Band. 1921.

Oktober bis Dezember 1921.

(Hierzu Tafel VIII—X)

Berlin 1922.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.



INHALT.

Aufsätze:	Seite
6. WEBER, MAXIMILIAN: Zum Problem der Grabenbildung. (Fortsetzung)	241
7. WALTHER, KARL: Die Bildung des Schmirgels, be- trachtet an einem Vorkommen von Korundfels in Uruguay. (Hierzu Tafel VIII—X u. 4 Textfiguren)	292
Mitgliederverzeichnis	339
Rechnungsabschluß für 1920	391

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1922

Vorsitzender:	Herr POMPECKI	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende f	„ RAUFF	„	JANENSCH
Vorsitzende:	„ - DEECKE-Freiburg i. Br.	„	LEUCHS-München
Schatzmeister:	„ PICARD	„	SOLGER
Archivar:	„ DIENST		

Beirat für das Jahr 1922

Die Herren: BERGEAT-Königsberg, BUXTORF-Basel, KRUSCH-Berlin, MADSEN-Kopenhagen, STILLE-Göttingen, STREMMER-Danzig, Frh. STROMER V. REICHENBACH-München, SUSS-Wien, O. WILCKENS-Bonn.

□ —

Mitteilungen der Schriftleitung.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahrenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Die Autoren erhalten 50 Sonderabdrucke ohne Umschlag kostenlos. Umschlag und weitere Abdrucke gegen Bezahlung.

Weitere Mitteilungen siehe Umschlagseite III.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

□

Bei **Zusendungen** an die **Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Berggrat Professor Dr. Bärtling**, Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11. für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

sondern auch an den weniger gezerzten Seiten. Von Bedeutung scheint mir auch noch, daß ja STEINMANN bei Alpertsbach und SALOMON am Katzenbuckel Spuren von Jura nachgewiesen haben, daß also wenigstens zu der Zeit überhaupt kein besonderer Horst bestanden haben kann, von wo beiderseits Abgleiten hätte erfolgen können.

CLOOS (Geol. Rundsch., VII, 1916) erklärt die Bildung von schmalen Gräben und Horsten durch Sprungkreuzungen, wobei infolge isostatischer Ausgleichsbewegung bald der eine, bald der andere Flügel gehoben oder gesenkt wurde; die mittleren schmalen losgelösten Partien würden dann zu Horsten oder Gräben. — Wenn man auch die Lehre vom isostatischen Ausgleich in den Tiefen an die Stelle der allgemeinen Kontraktion setzen wollte, so müßten doch innerhalb der starren Kruste bei Hebungen und besonders bei Senkungen notwendig immer auch im Sinn von VAN HISE (Journ. Geol. 1898) tangentielle Druckwirkungen sich einstellen, deren Resultate irgendwie als solche erkennbar sein müßten, zumal CLOOS wiederholten Wechsel der Bewegung an beiden Flügeln postuliert.

Nach H. VON HÖFER (Peterm. Mitt. 1918) ist der obere Rheingraben das Muster eines vulkanischen Senkungsgrabens, den man auch als Zerrgraben bezeichnen könnte.

STILLE endlich (diese Zeitschr. 1919, S. 168) scheint den Rheintalgraben wesentlich als Undationsgraben aufzufassen, also als Produkt einer weiträumigen epirogenetischen Faltung, die in äquatorialer Richtung gewirkt hat. „Die Bruchzonen, die heute die Massive umsäumen (also wohl auch die Randspalten des oberen Rheintales? Verf.), ergeben sich als nachträgliche, nämlich in einer jüngeren orogenetischen Phase entstandene Zutaten zu den bruchlos aufgewölbten Schwellen“ (S. 193).

Andere Autoren, wie DE MARTONNE (Traité de géogr. phys., Paris 1909) und F. MACHATSCHKE (Bibl.-geogr. Handb., PENCK-Festband, 1918) haben allerdings, wie STILLE (a. a. O., S. 165) bemerkt, vom geographisch-morphologischen Standpunkt aus immer daran festgehalten, daß die Epirogenese mit Verwerfungserscheinungen verknüpft sei, wie die Orogenese. Und VAN WERVEKE hat, wie wir bereits früher gesehen haben, ebenfalls die Bruchbildung im Rheintale in Zusammenhang gebracht mit einer Faltung. Es wird sich also hier um die Frage handeln: liegt, sofern man überhaupt Epirogenese und Orogenese immer scharf genug voneinander trennen kann, im Oberrheingebiet erstere oder letztere

vor, und wenn erstere, sind für sie dann Verwerfungsspalten simultaner Entstehung vollständig auszuschließen, wie STILLE meint?

Ich kann mich hierin STILLE nicht anschließen; und im übrigen entsprechen STILLES Ausführungen ganz dem, was sich allenfalls nur über die Bildung der Längsgräben sagen läßt, während ich andere Grabengebiete als Quergräben von ersteren abtrenne, weil sie nicht nur morphologisch, sondern auch genetisch von ihnen verschieden sind. Darüber im folgenden. —

Zur Lösung der Frage hat man nun weiter die Fallrichtung der Randspalten festzustellen gesucht. Nach ANDREAE (Th. Reflex. Verh. nat.-hist.-med. Ver. Heidelberg, N. F. Bd. 4, 1887) sollten die großen Senkungsfelder in Schwaben und Lothringen allmählich zur Tiefe gehen, dabei randlich einen permanenten Zug auf die stehengebliebenen Horste ausüben und dadurch Abbruch und echte Verwerfungsspalten mit nach außen fallenden Bruchflächen erzeugt haben. Die Hauptspalten sollten also nach unten divergieren; oberflächlich mußten allerdings die prominenten Horstecken wegen mangelnder Unterstützung nachrutschen und so nachträglich konvergierende Spalten sich einstellen. Zerrung senkrecht zur Grabenrichtung wäre also auch hier die Ursache der Grabenbildung. — Der oben erwähnte Einwand von ECK läßt sich hier wieder anführen.

SALOMON (diese Zeitschr., 55, 1903, S. 412) kommt ebenfalls zu dem Schluß, daß die Randspalten nach unten divergieren, führt aber das Einsinken nicht auf vertikales Absinken infolge des eigenen Gewichts, sondern auf seitlichen Druck zurück, der auf schräg ansteigenden Bruchflächen wirkend die zentrale Partie in die Tiefe drücken mußte. Also auch hier Bewegung senkrecht zur Richtung des Grabens, aber diesmal auf ihn zu. — Es ist aber, glaube ich, nicht ganz einfach, sich vorzustellen, daß durch tangentialen O—W-Druck nicht, wie zu erwarten, ein einfacher Sattel, sondern in der Mitte eine von beiden Seiten her überschobene Scholle entstanden sein soll.

Für J. WALTHER (diese Zeitschr., 1914, Mon.-Ber. S. 304, Fußnote) gibt es Gräben mit senkrechten, mit nach unten konvergierenden (Leuchtenberggraben) und mit nach unten divergierenden Spalten (Rheingraben). Die Bildung des letzteren erläutert er in seiner Vorschule für Geologie (1910) durch tangentiale Pressung senkrecht zur Längserstreckung

des Grabens, indem durch jene Anordnung der Spalten zu beiden Seiten die Horste als zwei sich nach unten verjüngende Teile heraufgedrängt würden. Er schließt sich also in bezug auf die Richtung der Bewegung an SALOMON an.

In der Tat ist an verschiedenen Stellen im Rheintal das Einfallen der Spalten nach dem Gebirge zu gerichtet. KLEMM (diese Zeitschr., 55, S. 406) beschreibt solche vom Odenwaldrand; v. THÜRACH und v. KOENEN bringen ähnliche Andeutungen (zit. nach BLÖSCH, Beil.-Bd. 29); nach BUXTORF fallen die Schichten der Rheintalflexur bei Basel wirklich nach O. Das könnte aber nach BLÖSCH als sekundäre Erscheinung erklärt werden, die nur die oberen Teile betroffen hat, wo eben das Widerlager fehlte. Nach VAN WERVEKE (Entst., S. 53) sind aber am linken Grabenrand alle Brüche als gewöhnliche Verwerfungen ausgebildet, sie fallen nach dem tieferliegenden Teil ein; Überschiebungen seien dort nicht bekannt, wohl aber im Innern des Grabens, z. B. in den Schächten des Kaligebiets. Auch für den Schwarzwald- und Odenwaldrand läßt VAN WERVEKE nur echte Verwerfungen gelten, während ANDREAE und SALOMON (nach WALTHER, a. a. O., S. 285) am Fuß des Schwarzwaldes mehrfach das widersinnige Einfallen der Randbrüche bestimmt erkannt haben. —

Aus vorstehenden Zusammenstellungen geht hervor, daß auf diese Weise noch keine Klarheit gewonnen wurde, vielleicht weil primäre Hauptspalten und sekundäre Nebenspalten (die bekanntlich auch senkrecht zu den Hauptspalten stehen können), nicht genügend voneinander unterschieden werden konnten.

Man suchte nun die Richtung der Bewegungen festzustellen. LEPLA (Jahrb. preuß. Geol. Landesanstalt f. 1892) hat auf in der Nähe großer Verwerfungen sich einstellende, aber auf flache Bewegungen deutende Schubharnische hingewiesen. REIS hat derartiges in seiner Potzbergerarbeit als Ausgleichsbewegung gedeutet. Systematische Untersuchungen darüber haben SALOMON und seine Schüler, besonders DINU angestellt (diese Zeitschr., 1911, S. 496) und nachfolgende Zahlenverhältnisse über das Streichen und Fallen der Kluftharnische erhalten. Sie konnten am Rhein zunächst Klüftungen parallel und senkrecht zu den Haupttrandsprüngen als longitudinale bzw. transversale Spalten feststellen. Die longitudinalen betragen etwa 56%, also etwas über die Hälfte der Harnischflächen; von diesen longitudinalen zeigen 14,5% vertikale Teilbewegungen, 3,6%

rein horizontale, und 20% hatten größere Horizontalalkomponente, wobei etwa doppelt so viel nach S wie nach N einfallen. Für die Querklüfte sind die Zahlen vertikal 1,2%, rein horizontal 6,7%, und 45% haben größere Horizontalkomponente, wobei 51% gegen den Graben, 41% gegen das Gebirge zu ansteigen. Nach RÖHRER (Diss. Heidelberg, 1916) überwiegen auch im Schwarzwald die longitudinalen Spalten bei weitem (fast 81%), und die horizontale Streifung ist auch dort viel häufiger.

Die überwiegende Zahl der hauptsächlich oder ganz horizontalen Komponenten deutet natürlich auf Überwiegen von tangentialen und flachen Teilbewegungen; aber REIS (a. a. O., S. 255) meint, man sollte eher an Bewegungen denken, welche mit der Schwere als gegen die Schwere vor sich gehen, also eher an Dehnungsvorgänge als wie an Überschiebungsvorgänge im Sinne von SALOMON. Weiter wird von REIS gegen SALOMON angeführt, daß die Rheintalverwerfungen mehrere Sättel und Mulden überschreiten und dabei in diese abgelenkt werden, wobei sie die Mulden vertiefen; das wäre aber bei SALOMONS Überschiebung nicht denkbar.

Von hohem Interesse erscheint mir, daß eigentlich nur Klüfte und Harnische parallel und senkrecht zum Rheintalgraben angeführt werden. Die einen davon werden die primären, die anderen die sekundären sein, denn eine tangentiale Kraft, welche diese Trennungen hervorgebracht hat, kann, wie später noch zu erörtern sein wird, nicht gut unter 45° dazu angreifend gedacht werden. Aber welches war nun die Richtung der Kraft? SALOMON nimmt, wie wir sahen, die Ostwestrichtung als bestimmend an, wodurch die in NS durch die Alpenfaltung über die betreffende Gegend bewirkte Verringerung der Horizontalmaße auch in der Ostwestrichtung hervorgerufen worden sei (Mitt. Bad. Geol. Landesanst., 1901, S. 211). Aber es fragt sich doch, ob nicht die longitudinalen Klüfte die Hauptrichtung der tangentialen Kraft in sich schließen, etwa im Sinne von VAN WERVEKE.

J. WALTHER (a. a. O., S. 314) hat im Anschluß an SALOMON und gestützt auf eigene Beobachtungen im deutschen Mittelgebirge darauf hingewiesen, daß ganz allgemein vertikale Rutschstreifen zu den Seltenheiten gehören, daß horizontale oder fast horizontale überwiegen, und daß daher der von E. SUSS aufgestellte Unterschied zwischen radialen (vertikalen) und tangentialen (horizontalen) Bewegungen in

dieser Schärfe nicht bestehe. Sein orogenetisches Spaltenmodell sollte zeigen, daß sich alle tektonischen Bewegungen und ihre Produkte, wie Klüfte, Brüche, Gänge, kleine Gräben (durch Zerrung infolge Wirkung der Schwerkraft in toten Winkeln) und auch viele Horste auf denselben tangentialen Seitenschub zurückführen lassen, wie Falten und Überschiebungen. Über die Orientierung des tangentialen Druckes im Verhältnis zu den Spalten äußert er sich hier nicht näher, verwahrt sich nur gegenüber KRANZ und QUIRING (Fußnote S. 304) dagegen, auch die nach unten parallelen oder konvergierenden Randspalten bei Grabenbildungen durch Druck senkrecht zur Grabenachse erklärt zu haben. —

Ziehen wir zum Vergleiche auch noch die Erklärungen heran, die für die Bildung der afrikanischen Gräben versucht wurden. Bezüglich der SUESS'schen Hypothesen muß man TIETZE beistimmen, wenn er schreibt (Einige Seiten über E. SUESS. Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., 1916, 66, S. 437): „über die Entstehung drückt er sich allerdings nicht ganz klar aus; einmal nimmt er Einsenkung, das andere Mal Zerrung und Zerreißung an, ohne näher zu erläutern, wie diese beiden Vorgänge zusammenhängen.“ Gerade beim afrikanischen Graben redet SUESS von Zerreißung durch Kontraktion (Antl. III, 2, S. 452), Sprengung der äußeren Hülle des Planeten in der Richtung senkrecht zu den Sprüngen. — Das ist im Grunde wohl ganz richtig; aber woher kommen diese Spannungen? Das hat SUESS nicht weiter zu erklären unternommen.

Neuerdings hat O. E. MEYER (die Brüche in D.-O.-Afrika, N. J. B., Beil.-Bd. 38, 1915) die Theorien zusammengestellt und beleuchtet, welche zur Erklärung der Gräben in dortiger Gegend aufgestellt wurden, seit SUESS sich mit dem Problem befaßt hatte. So möchte OBST die Entstehung der Sprünge auf den Einbruch des Indischen Ozeans zurückführen, also gleichfalls auf Zerrung; MEYER widerlegt diese Annahme mit verschiedenen Gründen, ebenso die Vermutung WEGENERS, daß die Gräben und Brüche im Sinne seiner (bisher absolut unerwiesenen) Hypothese als beginnende Abspaltungen zu deuten seien. Auch UHLIG'S Ansicht, daß Überschiebungen vorliegen, wird von MEYER abgelehnt, weil die Leitung tangentialen Druckes über breite Schollen eine physikalische Unmöglichkeit sei (S. 881)¹⁾. Mehr Aussicht

¹⁾ Wenn hiermit, wie es scheint (S. 870), die Ansicht AMPFERERS gemeint ist, daß Druck nur Zertrümmerung der Gesteine bewirke, aber keine seitliche Verschiebung, so muß

hat nach MEYER der Gedanke von UHLIG und JÄGER, daß die Brüche und Gräben in den First von Schwellen eingesunken scheinen; er hat nur den Einwand, daß die Sohlen der Gräben dann nicht tiefer liegen dürften als das Niveau des Nebenlandes. — Nun ist dieses Niveau, da gegen den Graben zu wohl immer langsames Ansteigen stattfindet, wohl schwer zu bestimmen; und die Schwellen können doch auch der lokale oberflächlich sichtbare Ausdruck einer auf breiterer Basis aufgerichteten und daher auf Vorgänge in größerer Tiefe beruhenden Aufwölbung sein.

II. Vergleiche der größeren Grabensenkungen.

Das sind im ganzen die Unterlagen, die uns bei Beurteilung des Problems der Grabenbildungen zur Verfügung stehen und zwar auch in den geologisch bestbekannten Grabengebieten. Man sieht, es sind eine Menge Einzelheiten bekannt, aber manche davon verschieden aufgefaßt, wie das Einfallen besonders der Randklüfte, und demgemäß ist eine einheitliche Meinung trotz aller Vorarbeiten nicht zu erzielen gewesen.

In einem solchen Stadium tut man sicherlich gut, weiten Abstand zu nehmen, um einen größeren Überblick zu bekommen, und besonders auch analoge Fälle in Betracht zu ziehen. Sind dieselben auch in fernen Erdteilen zu suchen, wohin naturgemäß die Forschung bisher nur mangelhaft vordringen konnte, so genügen vielleicht die bisher bekannten geologischen Tatsachen im Zusammenhalte mit der Morphologie der Landschaft, um zu einem gewissen Resultate zu gelangen.

Wenden wir uns zum großen afrikanisch-syrischen Grabengebiete, so tritt uns allerdings zunächst der resignierte Ausspruch von SUESS (Antl. III, S. 316) entgegen: „Jeder Versuch einer Erklärung aus örtlichen Gründen, aus einer besonderen nach unten dislozierenden Lage der Verwerfungsflächen usw., schwindet gegenüber der außerordentlichen

ich allerdings gestehen, daß ich dieser Auffassung im Hinblick auf bekannte große Ueberschiebungsgebiete verständnislos gegenüberstehe; zeigt ja auch schon die Betrachtung treibender Eischollen, daß bei Berührung mit Hindernissen zunächst wohl der Rand zertrümmert wird, aber gleichwohl infolge allmählicher Verteilung des Druckes auf größere Masse dem fremden Impulse durch seitliches Ausweichen nachgegeben werden kann, ohne daß weitere Zermalmung eintritt.

Ausdehnung Das muß in der Eigenart des Planeten selbst begründet sein.“ SUESS nimmt Spannungen in der äußeren Hülle der Erdkugel an, die senkrecht auf die Richtung der Sprünge, hier senkrecht auf den Meridian gewirkt haben. „Das ist Zerrung durch Kontraktion und zwar haben die Klüfte sich von oben nach unten geöffnet.“

So hält SUESS jeden näheren Erklärungsversuch für unmöglich. Vielleicht aber gelingt es doch, die Induktion zunächst bis auf eine bekanntere Instanz durchzuführen, als dies etwa die „Eigenart des Planeten“ ist.

Das eigentliche Grabengebiet beginnt südlich des Nyassa, geht westlich von Kilimandjaro zum Rudolfsee, hört dort wahrscheinlich nach N sich verflachend auf, wie ich früher geschrieben habe (Mitt. Geograph. Ges. München, 1906); eine Abzweigung geht aber nach NO über den Stephaniesee zum Omatal und erreicht südlich von Ankober den östlichen Steilabsturz des abessinischen Hochlandes und damit den Graben des Roten Meeres. Im N des Nyassasees erfolgt eine Spaltung des Grabens, und eine Abzweigung ist über den Tanganjika und den Albert-Nyansa verfolgt, und schließt dort das merkwürdige und interessante Gebiet des Ruwenzori in sich. Zwischen diesem etwas bogenförmig streichenden zentralafrikanischen und dem oben geschilderten ostafrikanischen Graben liegt das Bruchgebiet des Viktoria-Nyansa, das, wie sich immer mehr herausstellt, ebenfalls von großen nordsüdlich streichenden Brüchen bedingt ist. Im W zieht das kurze Grabenstück des Upembograbens nach NNO in der Richtung des Albert-Nyansa, östlich der Usambaragrabens in NNW gegen den Kilimandjaro; in der Mitte zwischen zentral- und ostafrikanischem Graben der Usurigraben nach NO gegen den Kilimandjaro. Der Meru- und Banqueolosee sollen gleichfalls in SN streichenden Grabenstücken liegen. Östlich vom Nyassasee sind eine Menge von SN streichenden Brüchen bekannt geworden; aber auch schon in Südafrika selbst finden sich noch welche. Von O her die meridionale Lebombo-Verwerfung, nach MOLENGRAAFF zum System der afrikanischen Brüche gehörig; weiter im Lande die über vier Breitengrade sich erstreckende „Grande Faille de l'Est“ MOLENGRAAFFS längs des 27. Meridians, und in kurzer Entfernung ein weiterer derartiger Bruch in 25° östlicher Länge; auch die NO streichende Küste von Durban und die ebenso streichende Ostküste Madagaskars mit ihrer nördlich anschließenden Linie von

vulkanischen Inseln sind in diesem Zusammenhang schon genannt worden.

Von besonderem Interesse scheint hier, daß genau so wie der Rheingraben ungefähr senkrecht steht zum Streichen der gegen Nord vorgefalteten Alpen und des Kettenjura, hier in Südafrika ein großes Gebirge, die Zwarten Berge, gegen N also gegen das afrikanische Grabengebiet vorgefaltet, senkrecht dazu von W nach O verläuft, um dann weiter gegen O infolge Abbruches auf unbekannte Entfernung hin sich im Indischen Ozean zu verlieren.

Wichtig erscheint auch, daß alle diese afrikanischen Grabenbildungen auf einem Hochplateau sich ausgebildet haben etwa analog den Rheingebirgen, daß in der Karroo sich eine Vortiefe zwischen sie und das querstreichende Gebirge einschiebt, analog etwa dem Schweizer Molasseland, und daß außer den großen Seebecken, den mächtigen Lavaergüssen und Vulkanpfropfen sich besonders im Ruwenzorigebirge in den Längsverlauf des Grabens ein 80 km langer „Horst“ (n. SUESS) einlagert, der, nicht vulkanischen Ursprungs, sich um etwa 2000 m über die ohnedies meist gegeneinander ansteigenden Ränder des Grabens erhebt, was wohl kaum anders als durch irgendwelche Hebung gedeutet werden kann, der im Rheingraben die in die Höhe tauchenden Juraschollen des Isteiner Klotzes und der Berge bei Freiburg entsprechen könnten.

KRENKEL (Geol. Rundsch., I., 1910, S. 205) bemerkt in seinem Sammelreferate, daß die Faltung in Südafrika mesozoisch war; nach SUESS (Antl. III, 2, S. 326) hörte sie schon im Perm, höchstens Trias auf. Die Zertrümmerung des afrikanisch-indischen Kontinentes setzte erst seit dem Lias ein. Die Gräben sind von verschiedenem Alter; die NO gerichteten älter als die meridionalen. Vielleicht dauert die Grabenbildung heute noch an (SUESS, Denkschr. Akad. Wiss., Wien 1891, S. 578). Eine untere Grenze für das Alter ist nur dadurch gegeben, daß viele Brüche die Karrooformation durchschneiden. Nach GREGORY soll im Eocän zuerst Aufwölbung über dem Graben stattgefunden und später in drei Stadien (Eocän, Pliocän und Pleistocän) die Bruch- und Grabenbildung eingesetzt haben.

Gehen wir weiter nach N, so findet sich an der Südspitze der Halbinsel Sinai die Kreuzung von zwei der größten linearen Bruchsystemen, die auf der Erdoberfläche

bekannt sind, des erythräischen in der Richtung Suez, und der Jordanlinie in Nordsüdrichtung. Letztere hat nach SUSS (Antl. II, S. 477) nach S keine Fortsetzung. Das eigentliche syrische Grabengebiet umfaßt nach N zu das Wadi Arabah, das Jordantal mit dem Toten Meer, den Oberlauf des Orontes und geht bis Marasch am Taurusgebirge. Besonders im W bis zur Küste sind zahlreiche parallele Brüche konstatiert (vgl. Karte bei BLANCKENHORN, Handb. Reg. Geol., V. Syrien, Tafel III); der geradlinige Abbruch der Küste von Palästina gehört selbst dazu, und sie sind auch Veranlassung, daß es in Syrien keine sogenannten Zwillingshorste im Sinne von DIENER gibt, die zueinander ganz symmetrisch sich verhaltend den Flügeln einer einzigen großen, im Scheitel geborstenen und eingestürzten Antiklinale oder großen beulenförmigen Wölbung entsprechen könnten (BLANCKENHORN, *ibid.* 117).

Die bekannte Virgation nach NO und ONO möchte BLANCKENHORN hauptsächlich durch heftigen Druck von seiten eines größeren Senkungsfeldes aus O und SO erklären, also nicht durch Zug; nebenbei soll aber noch ein im N geleisteter Widerstand durch das ungefähr quer vorgelagerte und nach S seine Falten vordrängende Taurusgebirge eine Ursache dazu abgeben (BLANCKENHORN, *ibid.* 57). Man kann sich nun, glaube ich, sehr gut vorstellen, daß gerade der Druck im N den Hauptfaktor darstellte, indem das hier ungefähr quer vorgelagerte, nach S gefaltete, Taurusgebirge das vor ihm liegende Tafelland gestaut und seine Bewegungsrichtung in Form von meridionalen Brüchen auf dieses Hochplateau übertragen hat. Auch E. SUSS (Antl. III 2, S. 314) scheint eher eine Deformation der Erde in der Nähe des taurischen Faltenbogens für die Aufwölbung des Bodens und die Zersplitterung der Brüche heranziehen zu wollen.

Vielleicht ist es in diesem Zusammenhang nicht ganz unwichtig, daß die von Damaskus gegen Palmyra abzweigende streifenförmige Senke verlängert bei Mossul wieder ungefähr senkrecht auf die dort gegen NW streichenden Kämme des iranischen Gebirgsbogens führt, der gegen SW also dieser Senke entgegengefaltet ist. — Die Tauriden entstanden postaquitanisch, die Jordanbrüche im Diluvium, das Rote Meer zwischen Pliocän und Diluvium.

Die vom Djebel Hauran gegen Djof nach SO streichende Grabensenke des Wadi Sirhan ebenso wie der

kurze Nordwestgraben in Richtung der Bai von Akka, sowie die Grabenbrüche, welche vielleicht das Niltal von Kairo bis Theben einschließen, gehen wohl im allgemeinen der erythräischen Senke parallel und müssen mit dieser in Zusammenhang gebracht werden. —

So kennen wir jetzt außer bei dem rheinischen noch bei den zwei größten Bruch- und Grabensystemen die auffallende, aber bis jetzt anscheinend nicht bemerkte Tatsache, daß immer etwa senkrecht zu ihnen ein Faltengebirge verläuft, das sich in der Regel früher, beim Rheingraben aber später als sie selbst gebildet hat und seine Falten gegen den Graben vortreibt.

Damit ist zweifellos die Möglichkeit festgestellt, daß auch ein genetischer Zusammenhang zwischen Graben- und Faltengebirgsbildung besteht, daß also dieselben Kräfte, welche infolge Überwiegens des einseitigen Schubes ein queres Faltengebirge aufrichteten, auf dem diesem Gebirge vorliegenden noch ungefalteten Vorland Brüche erzeugten, die zum Teil zu Horsten, zum Teil zu Gräben und Staffelgräben führten, teilweise nur als Brüche mit Verquetschung der Ränder sich ausbildeten. Im Verhältnis zu den entsprechenden Faltengebirgen sind derartig orientierte Gräben als „Quergräben“ zu bezeichnen.

Diese Möglichkeit wurde für mich zur hohen Wahrscheinlichkeit durch folgende Erfahrungen:

In Band I des Antl., S. 169, behandelt E. SUSS die Nordsüdbrüche des Hochplateaus von Utah und gibt außer einer Kartenskizze auch ein Stereogramm eines Teils der Musinia-Zone nach GILBERT und POWELL. Der Anblick zeigt, daß es sich dabei um einen typischen Graben zwischen zwei fast parallelen Randbrüchen handelt. Der zentrale gesunkene Streifen ist zum Teil spießbeckig gebrochen, was für unsere spätere Betrachtung von Bedeutung sein wird. Die äußerst vorsichtigen amerikanischen Geologen, besonders auch DUTTON, glauben jeden horizontalen Druck ausschließen zu müssen und nehmen eher an, daß ein Einsinken zwischen auseinandergezogenen Gebirgstteilen erfolgt sei. Nach der Ansicht, die ich mir an den vorgenannten Grabengebieten gebildet hatte, konnte, da Längsgräben meist nur zwischen und an Gebirgsfalten, weniger oft auf

einem ungefalteten Hochplateau vorkommen, ebenfalls ein quer dazu verlaufendes Faltengebirge vorhanden sein. Ein solches war mir aber bei dem bekannten Verlauf der Rocky Mountains und Basin Ranges zunächst nicht erinnerlich. Bei genauerem Nachsuchen fand ich aber direkt am Nordrand des Bruchsystems und quer dazu von O nach W streichend das Uintagebirge, das zwar keine nach S überkippte, sondern stehende Faltung zeigt, aber natürlich ebenfalls demonstriert, daß seitliche Druckrichtung über die queren Falten hinaus ein longitudinales Bruchsystem erzeugen kann. — Die Brüche des Coloradoplateaus stehen vertikal und lassen zwei oder drei verschiedene Altersstufen erkennen, von denen die älteste ins mittlere Tertiär fällt, während die Faltung der Rocky Mountains und des dazugehörigen Uintagebirges am Ende der Kreide und im Eocän erfolgte, also wieder früher.

Als weitere Beispiele und Belege können noch angeführt werden der Graben des Ebi-Nor südöstlich vom Balkaschsee, der geradlinig verlaufend in breiter Senke das bogenförmige Gebirge des dsungarischen Alatau nach SO durchbricht und drei größere Seen einschließt (Karte bei SUSS III, Anhang); das Gebirge reitet hier förmlich quer auf dem Graben. Und ebenso ist NAUMANN'S fossa magna in Japan deutlich senkrecht zum allgemeinen Streichen der japanischen Inselbögen orientiert.

Damit glaube ich meine Annahme zu einer hohen Wahrscheinlichkeit geführt zu haben, denn diese Erfahrungen bedeuten für mich gewissermaßen die Probe aufs Exempel.

III. Die Grabenbildung, besonders im Rheintal.

Mit der so gewonnenen Erkenntnis wenden wir uns wieder zurück nach Europa. Wir dürfen jetzt annehmen, daß die Erklärung von VAN WERVEKE im Prinzip die richtige ist, müssen aber noch verschiedene Fragen dabei zu lösen suchen: Wie entstanden diese Sprünge? Wie entstand die vielgenannte Raumvermehrung, die nötig war, um ein Absinken überhaupt zu ermöglichen? Welche Bewegungen gingen beim Absinken und dann im abgesunkenen Teil vor sich? Wie erklärt sich das Auftreten von Vulkanen? Endlich: ist der Zeit nach die Bildung der Quergräben mit jener der zugehörigen Faltengebirge vereinbar?

Entstehung und Art der Brüche: Die großen Randbrüche des Rheingrabens, größtenteils auch die Brüche in der abgesunkenen Mittelpartie, wie sie sich besonders schön aus dem Profil von WAGNER (zit. bei WILCKENS, Allg. Gebirgskunde, 1919, S. 115) und aus den Bohrungen im Kaligebiet ergeben, und auch die spärlicheren seitlichen Parallelbrüche außerhalb können wohl nicht anders gedeutet werden als wie als Horizontalverschiebungen, sogenannte Blätter, die aus der Gegend der Alpen und des Jura heraustretend, sich in gleicher Richtung mit dem alpinen Druck, weil einer gemeinsamen Ursache entstammend, von S nach N fortsetzen.

Einen ähnlichen Gedanken hat, soviel ich sehe, zuerst H. QUIRING für gewisse Spalten in Bergwerken ausgesprochen (diese Zeitschr., 1914, S. 449): „Auch durch einen Faltungsvorgang kann ein durch Horizontaldruck beanspruchtes Rindenstück in Schollen zerlegt werden, nämlich bei Ausbildung von Blättern; die Blätter durchsetzen das gefaltete Gebiet in der Druckrichtung; es ist nun ganz natürlich, daß bei einem späteren Zerrungsvorgang diese Störungen zu Sprüngen, insbesondere zu Zersprüngen, werden und dadurch den Verlauf der Gräben bestimmen.“

Hierzu wäre zunächst zu bemerken, daß der Faltungsvorgang bzw. der tangentielle Druck, der die Faltung hervorruft, und damit die gleichfalls durch ihn bedingten Blätter sich doch nicht auf das Faltungsgebiet allein beschränken müssen, sondern unter Umständen weit über das gefaltete Gebiet hinaus in das Vorland übergreifen können. Die „säkularen“ Bewegungen in solchen Vorgebieten sind doch vermutlich ebenfalls durch gleichorientierten tangentialen Druck, wenn er, wie schon 1866 SHALER betonte, in größeren Tiefen wirkte²⁾, hervorgerufen; zu einer räumlich beschränkten Undulation gesellt sich, wie STILLE (Tekt. Evolut., Leipzig 1913, S. 20) sagt, eine weiträumige Undulation, die selbst wieder weitgespannte flache Faltenwürfe, wohl meist parallel mit der Undulation, in sich bergen kann, etwa wie die von VAN WERWEKE erkannten flachen Gewölbe der Rheingebirge im Verhältnis zu den Alpen. Auch daß alle derartigen großen Grabengebiete, wie oben angedeutet, bei ihrer Orientierung senk-

²⁾ Nach SMOLUCHOWSKI ist die Breite einer Falte lediglich abhängig von der Mächtigkeit der Faltungsmasse (diese Zeitschr. 66, 1914, Mon.-Ber. S. 333).

recht zu Faltengebirgen auf Hochplateaus liegen, läßt sich wohl nur in diesem Sinn verstehen.

Früher waren die Blätter wenig beachtet worden. Erst nach derartigen Beobachtungen von STUDER im Säntisgebirge hat später E. SUESS (Antl. I, S. 153) auf die Wichtigkeit und Verbreitung der Blätter im Alpengebiet überhaupt hingewiesen. Er nennt besonders die Verschiebungslinie von Belluno in NNO, die Blätter vom Lahntal und von Raibl, bei welcher letzteren nach POSEPNY das Fallen wechselt, indem es bald nach O, bald nach W gerichtet ist; dann die goldführenden Blätter und Blattbündel des Rathausberges bei Gastein, welche Blätter gegen NO und NNO streichen und wohl auch maschenförmig auseinandertreten; ferner nennt SUESS besonders die Seitenklüfte des Königssees in Bayern, die (herzynischen) Horizontalverschiebungen am oberen Thuner See und im Molassegebiet zwischen diesem und dem Züricher See. Es gehören hierher aber auch der von ROTHPLETZ (Geol. Probl., Stuttgart 1894, S. 16) konstatierte zwischen zwei Blättern verlaufende Graben des Linthtales bei Glarus, und auch die Horizontalverschiebungen im Faltenjura, die trotz Abbiegens der Falten nach SW und S deutlich eine nördliche Tendenz erkennen lassen (Bild von ALBERT HEIM bei WILCKENS, Allg. Gebirgskunde, S. 50).

Überall findet sich an diesen Blättern bestätigt, was SUESS als deren charakteristische Merkmale hervorhebt (I, S. 154): Der Verlauf quer auf alle Falten, die Länge der Linie und die horizontale Streifung der Rutschflächen. Dazu ist ihr Streichen der Ablenkung nicht unterworfen wie jenes der Wechsel und gibt „daher wohl ein richtigeres Bild von den allgemeinen Bewegungen der Massen“. Als wahrscheinlich nicht unwichtig möchte ich noch für die Blätter bezeichnen das Wechseln des Einfallens, das, wie erwähnt, zuerst POSEPNY bei Raibl nachgewiesen hat (Abhandl. Geol. Reichs-Anst., 1873, S. 325).

Von diesen alpinen Blattverschiebungen werden wir für unseren Zweck zunächst nur die ganz oder wenigstens ziemlich meridional oder NNO gerichteten Blätter für eine Parallele mit den rheinischen Brüchen heranziehen dürfen. Allein selbst dann wird man, da jene alpinen Blätter nur aus den Schollen und Decken der Überschiebungszone näher bekannt sind, fragen müssen, ob denn, wie das zu verlangen ist, wenn der genetische Zusammenhang wahrscheinlich sein soll, auch das autochthone Grundgebirge, die kristalline Unterlage jener alpinen Schubdecken, derartige meridio-

nale Blätter erkennen läßt. Wegen der Überdeckung können wir nicht erwarten, dieselben, sofern sie nicht durch Wiederaufleben in ganz jungen Zeiten ihre Bedeckung durchschlagen haben, direkt beobachten zu können; wir müssen sie erschließen.

Zwar haben STEINMANN (Ber. naturforsch. Gesellsch. Freiburg, 1892, S. 150) und später C. SCHMIDT (Eklog. IX, 4, S. 581) geglaubt, die Grenzbrüche des Rheintales auch oberflächlich wenigstens in Andeutungen in das Juragebirge bzw. sogar quer durch die ganze Alpenkette bis Ivrea verfolgen zu können, wobei östlich das Aaremassiv und der Monte Rosa, westlich Mont-Blanc und Gran Paradiso die Grenzen markieren sollten. A. HEIM dagegen (Geologie der Schweiz, Leipzig 1918, S. 556) und neuerdings GRAHMANN (N. Jahrb., Beil.-Bd. 44, S. 96: „Der Rheingraben setzt sich nicht durch den Jura hindurch fort, sondern weicht nach SW aus und verläuft sich in dem Bruchgebiet des französischen Jura“) halten jene Ansichten für abgetan. Dabei läßt A. HEIM aber doch (S. 619) für die NS-Blattverschiebung im Kettenjura bei Les Rangiers die Möglichkeit zu, daß sie durch den unterliegenden auslaufenden Rand des Rheintalgrabens und ältere Verwerfungsbrüche beeinflußt sei. Aber ich glaube, die nicht sichtbaren, aber erschließbaren, Spuren jener meridionalen Brüche, von denen ja die Rheinbrüche nur ein Teil sein können, lassen sich im Gebiet des Kettenjura und noch weiter nach S bis in die Westalpen hinein verfolgen.

Zunächst: A. HEIM schildert (a. a. O., S. 549 und 613) die Querbrüche des Kettenjura, die nach ihm echte Transversalverschiebungen oder Blätter sind, mit horizontalen Rutschstreifen. Im Verlauf des Gebirges vom Genfer See her ändert sich nun allmählich das Streichen der Blätter von NW über N bis NNO bei Les Rangiers und Gänssbrunnen, wo sich also dann ganz gleiches Streichen mit den Rheintalbrüchen ergibt. Darüber hinaus gegen NO geht das Streichen nicht mehr: hier ist gewissermaßen der Ruhepunkt erreicht. Die Faltenbildung im Kettenjura geht nun von einem im SO davon gelegenen Zentrum aus. Die in den großen Blättern ersichtlichen Radialen des Gebirges würden aber ein Zentrum bedeutend weiter südwestlich ergeben; das Zentrum für Faltung und das Zentrum für Bruchbildung fallen also nicht zusammen, und demnach stehen die Blätter nicht senkrecht zur Faltung, wie zu erwarten stand, sondern

schief, und der Winkel wird gegen den Rhein zu immer spitziger. Nun ist ferner an den Transversalverschiebungen fast ausschließlich die O-Lippe gegen N vorgeschoben, was nach HEIM (S. 622) eine longitudinale Streckung bedeutet: „Das nördliche Ausbiegen der Jurakette während der Faltung mußte die Longitudinalstreckung erzeugen; sie hat sich mittels Querbrüchen deshalb vollziehen können, weil diese Brüche nicht senkrecht, sondern schief durch die Ketten gehen; wir erkennen damit die Transversalbrüche im Jura als das Resultat der durch die Ausbiegung entstandenen longitudinalen Streckung, und so ist nun auch ihre harmonische Anordnung verständlich.“

Aber, soviel ich sehe, befaßt sich HEIM nicht weiter mit der Frage, die sich doch unbedingt einstellen muß: Woher kommt denn jene Ausbiegung, die doch nach W und NW gerichtet ist, und dadurch eine longitudinale Streckung hervorrufen mußte? Da die Entfernung der abgesicherten Juragebirgsmasse von den Alpen gegen den Rhein immer mehr zunimmt, kann nur eine gleichzeitig irgendwie in der tragenden Unterlage wirkende Kraft in SN-Richtung angenommen werden, und zwar muß diese gegen O zu immer stärker sich geltend gemacht haben. Die Ungleichheit der Bewegung des Untergrundes, sich nach O verstärkend, wird vermutlich zu horizontalen Zerr-Rissen in NS-Richtung geführt haben, und so verstehen wir nun auch das anormale Schiefstehen der Blätter zu den Falten im Kettenjura; die entstehenden Blätter bildeten jeweils ein Kompromiß, eine Diagonale im Kräfteparallelogramm, dessen eine Seite der ursprüngliche ungestörte Radius der Jurafaltung, dessen andere die Bewegungsrichtung der meridionalen (Rheintal-) Spalten des Untergrundes bildete, über welche die Jurablätter in ihrem Streichen demzufolge nicht nach NO hinausgehen können. HEIM selbst hat schon 1915 (Verh. schweiz. naturforsch. Gesellsch., 1915, S. 27) darauf hingewiesen, daß abgesicherte Sedimentärmassen sich bei der Faltung anders bewegt haben als die tieferen Teile der Erdkrinde; und der Sinn der Bewegung des Untergrundes läßt sich, wie ich glaube, aus der Ablenkung der Querblätter des Jura erschließen, ebenso, wie auch die Ungleichmäßigkeit dieser nach O sich stufenweise steigernden Bewegung, welche vermutlich meridionale, dem Rheintal parallele und in seiner Fortsetzung liegende Horizontalverschiebungen verursachte; die stufenweise Verschiebung der O-Lippe der Jurablätter

gegen N im Vergleich zum normalen Faltenbogen gibt, wie ich meine, dafür genügend Anhalt.

Auch in den Westalpen ergeben sich nach E. ARGAND (Eklog. Helv. XIV, 1916) sichere Anzeichen für meridional gerichtete bandförmige Zonen innerhalb des allgemeinen NW-Schubes der dortigen Decken: so am Knie von Lanzo, an der Biegung („festonnement“) der Wurzeln zwischen Stura di Valle grande und Dora Riparia und in dem Bündel der fast transversal O—W laufenden, gegen N konvexen Falten zwischen Dora Riparia und Unterlauf des Chiesone. ARGAND ist schon genötigt, für diese ausgesprochen meridionalen Streifen eine Bewegung (Verengung) der Untergrundbasis, nämlich des „herzynischen Halbkreises“, zwischen Mercantour und Aaremassiv anzunehmen. Nach W zu machen sich aber gleichfalls Teilspuren in Form von Störungen der normalen, nach NW gerichteten Deckenströmung bemerkbar; so in der etwa 12—15 km betragenden Verschiebung des Massivs von Ambin nach N, so in der Schmalheit der nach NW- und NNW-Richtung gestreckten kottischen Alpen, die gleichfalls auf, wenn auch relativ geringere, meridionale Bewegungen der tragenden Unterlage schließen lassen. Also auch innerhalb des Bogens der Westalpen zunächst im W Kompromißbewegungen, gegen O immer siegreicheres Überwiegen der Meridionalrichtung, deren Auswirkung sich nur auf Grund einer entsprechenden tragenden Unterlage betätigen konnte und deswegen in dieser bei der nach O sich mehrenden Ungleichheit wohl gleichfalls meridionale Horizontalverschiebungen verursacht haben dürfte, die fast direkt in der Verlängerung des Rheingrabens liegen, andernteils den im W gelegenen Brüchen des Rhonegrabens parallel gehen. — Wenn also auch der Rheintalgraben als solcher sich nicht in Jura und Alpen verfolgen läßt, so sind doch wohl genügend Anzeichen vorhanden, die Fortsetzung der Brüche ohne Grabenbildung nach S anzunehmen.

Also der geographisch enge Zusammenhang, das gleiche Streichen und wohl auch im allgemeinen das gleiche steile Einfallen, das im Schwarzwald und bei Heidelberg konstatierte Vorwiegen horizontaler Rutschstreifen dürften genügend Momente sein, die Rheintalspalten mit Blättern weniger innerhalb als im Untergrund des Jura und der Alpen in genetischen Zusammenhang zu bringen.

Damit würden die Blätter, die man bisher eigentlich nur aus den Faltengebirgen selbst kannte, hinausgreifen weit

in das Vorland, wo sie, oft, aber durchaus nicht immer, Grabenbildung veranlassend, in ihrem Verlauf sich verlieren, teilen oder auch seitwärts in paralleler Richtung neu auftreten können. Graben und Faltengebirge sind also zwei zusammenhängende Erscheinungen, verursacht zunächst von einer einheitlichen tangentialen Kompression, welche ausgedehnte epirogenetische Hebungen im Sinn von GILBERT und proximal vor diesen am Rande der bewegten Schollen vielfach schmale, quer orientierte Faltengebirge verursachte. Um so ausgedehnte Wirkungen zu erzeugen, mußte das Niveau des tangentialen Drucks ziemlich tief liegen, und damit stimmt es überein, daß wenigstens die größeren derartigen Grabengebiete stets mehr oder minder reichlich Magmareservoirs der Tiefe angeschnitten haben.

Sind aber wirklich Blattverschiebungen wenigstens primär die Ursache der Grabenbildungen, dann ist zunächst eine Streitfrage als unwichtig erkannt, nämlich die Frage nach der Stellung der Randspalten. Denn bei Blattverwerfungen ist das Fallen nur im allgemeinen saiger, es kann bei derselben Spalte zweifellos in ihrem Längsverlauf wechseln, nicht nur um einen geringen Betrag in der gleichen Richtung, sondern direkt um die Schwerlinie herum in die entgegengesetzte Fallrichtung umschlagen³⁾; daher können auch zwei benachbarte Randspalten nach unten divergieren, ja, man kann höchstwahrscheinlich sogar sagen, in einem schildförmig gehobenen Festlandgebiete (Undationsrücken) auftretende und unter sich ungefähr parallele, weil von einem randlich herangewälzten Faltengebirge scheinbar ausgehende Blattverschiebungen führen nur insofern und in solcher Ausdehnung zur Grabenbildung, als ihr Einfallen — und die weiterhin zu besprechende notwendige Raumerweiterung — ein Versinken der dazwischen liegenden schmalen Spangen ermöglicht. Dabei kann es vorkommen, daß selbst nach unten divergierendes Einfallen der Randspalten ein Einsinken wenigstens bis zu einem gewissen

³⁾ H. v. HÖFER (Verwerfungen 1917) zitiert S. 52 allerdings den Sevierbruch in Utah (in der Musinia-Grabenzone) als Drehverwurf; der Sprung gehe in einen Wechsel über. Ich meine, in bezug auf die Art und Ursache dieser differenzierten Bewegungen ist meine Deutung als Blattverschiebung viel verständlicher.

Grade nicht ausschließt, wenn entsprechende Raumvermehrung in seitlicher Richtung hinzutritt.

Es ist darauf hinzuweisen, daß in einem Blattverschiebungsgebiet, wie ein solches nach meiner Ansicht in ausgeprägtem Maß auch der indo-afrikanische Kontinent darstellt — im Süden sind es die Zwartberge und ihr im Osten versunkener Anhang, der nach N, im N sind es Himalaja, iranische Ketten, Tauriden, welche nach S gerichtetes Drängen anzeigen —, nicht alle Blätter Anlaß zu Grabenvertiefungen geben. Vielfach sind außerdem derartige Blattverschiebungen sekundär zu Sprüngen oder Übersprüngen geworden, indem sich radiale Bewegung der rein tangentialen zugesellte; bei anderen hat sich, wie H. QUIRING das ausführt (diese Zeitschr., 1914, S. 440), zu der eigentlich primären Zerrung, welche er verlangt, bei vorhandener seitlicher Entspannung noch ein Böschungssprung gesellt, der in der Tat schmalere Gräben hervorzubringen vermag; aber bei der relativ großen Breite der genannten Gräben muß wohl angenommen werden, daß ganze Büschel von Blattverschiebungen, von parallelem Streichen, wenn auch nicht von ganz gleich orientiertem Einfallen, in Zonen gesteigerter epirogenetischer Aufwölbung infolge tangentialen Drucks geraten mußten, um in derartige große, parallele Grabensenkungen überzugehen.

Das Vorkommen vertikaler Harnischstreifen, wie es SALOMONS Schüler nachgewiesen haben, deutet natürlich auf glattes Absinken, d. h. auf zentripetale Bewegungen; ebenso möchte man das verschiedentlich, z. B. auch von BLANCKENHORN für den Jordangraben, betonte Auftreten von Flexuren zunächst für Anzeichen reiner Absenkung halten. Allein Flexuren können zweifellos auch durch vorwiegende Horizontalverschiebung hergestellt werden (QUIRING, a. a. O., 1914, S. 420, Fußnote, und HÖFER, Verwerfungen, S. 43) und das kalifornische Erdbeben von 1906 hat wohl einen schlagenden Beweis dafür geliefert. Im übrigen sind die rein vertikalen Bewegungen an Zahl, wie es scheint, zurücktretend und jedenfalls nur sekundärer Herkunft.

Dieser Druck im Rheingebiet von S her, der sich neben der Blattbildung in einer schwachen doppelten Aufwölbung der Rheingebirge, daneben auch in Kluftbildungen in Ostwestrichtung äußerte, mußte wohl auch dem entgegenstehenden Hindernis, dem rheinischen Schiefergebirge seinen Stempel aufdrücken. Die trennende, nach NO streichende Bruchlinie am Südabhang des Taunus bestand

wohl schon seit vorkarbonischer Zeit. Es machten sich aber Bewegungen an dieser Bruchlinie geltend, heute kenntlich an Auswülbungen, die zur Bildung einer kristallinen Zone aus devonischen Sedimenten und Eruptivgesteinen führten: das ist die von LOSSEN studierte Zone der dortigen Serizit- und Chloritschiefer, die sich wahrscheinlich in Form von Quarz-Albit-Schiefen mit Unterbrechungen bis an den Südrand des Harzes und an den Nordrand des Kyffhäusers verfolgen läßt. Andererseits hat der Druck aus S die Überschiebungen am Südrand des rheinischen Schiefergebirges wohl wesentlich verursacht. Nach NO hin greifen die Überschiebungen auf immer jüngere Ablagerungen hinüber (GERTH, Geol. Rundsch., I, S. 83) und der Grad der Umwandlung nimmt nach MILCH von W nach O zu. Es sei hier auch daran erinnert, daß die tektonischen Bewegungen innerhalb des Rheintalgrabens bis in die jüngere Diluvialzeit angedauert haben (Literatur bei A. HEIM, Geol. d. Schweiz, 1918, S. 556), und daß andererseits an den Kieseloolithterrassen eine pliocäne Hebung des rheinischen Schiefergebirges zu erkennen ist.

Die Bildungszeiten. Wenn die Erdkruste durchgehend homogen gebaut wäre, so würde sich der tangentielle Gewölbedruck stets gleichmäßig durch ihre ganze Decke auswirken können, so wie das die bekannte schematische Zeichnung in den Lehrbüchern demonstriert.

Aber auf die zunächst nur durch ihr eigenes Gewicht etwas verfestigte Hülle der Sedimente folgen nach unten die bereits viel widerstandsfähigeren Lagen der kristallinen Schiefer mit ihren noch rigideren Kernen von eingelagerten Tiefengesteinen; letztere nehmen nach unten immer mehr zu, sind aber andernteils wieder infolge magmatischer Differenzierung und verschiedener Tiefenlage in ihrer Druckfestigkeit und Widerstandskraft voneinander verschieden. Also auch in diesem Niveau ist in horizontaler Richtung noch keine Einheitlichkeit anzunehmen. Im allgemeinen muß also nach der Tiefe die Widerstandsfähigkeit gegen tangentielle Beanspruchung zunehmen. Daher würde längs einer Schwächezone, die etwa äquatorial gerichtet ist, der Gewölbedruck vielleicht zuerst an der Sedimenthülle sich in Form von Auffaltung äußern, erst später wird der größere Widerstand der kristallinen Massen in der Tiefe überwunden werden.

Wenn die hier vorgetragene Ansicht richtig ist, haben wir im Jura Gebirge und den Alpen genau zu unterscheiden

zwischen der Faltung der Abscherungs- bzw. Überschiebungsdecken und den weiträumigen und flachen epirogenetischen Faltenbewegungen mit begleitenden Horizontalverschiebungen im kristallinen Untergrund. Und zwar würde nach den vorhergehenden Darlegungen die Bewegung des widerstandsfähigeren Untergrundes trotz gleicher Ursache erst später zur Geltung gekommen sein.

Bei den großen Quergrabengebieten scheint dieser Fall, soweit unsere unvollständigen Kenntnisse bisher reichen, im allgemeinen zuzutreffen: meist ist erst das Faltengebirge entstanden und erst später die Bildung darauf senkrechter Brüche und Gräben erfolgt. So war das Untagebirge im Eocän fertig, die Gräben des Coloradoplateaus setzen erst im mittleren Tertiär ein. In Syrien erfolgte die Faltung des Taurus postaquitänisch, die Bruchbildung im Tertiär bis ins Diluvium. In Südafrika waren die Zwartenberges gleichfalls viel eher da (Perm oder Trias), als die großen Gräben (Tertiär bis Diluvium). Aber bei den Alpen scheint sich eine Ausnahme zu ergeben. Die Bildung des Rheingrabens beginnt im Oligocän, die Alpenstauchung im großen erst am Ende des Miocäns.

Aber zunächst ist hier zu sagen, daß man sich gar nicht einig ist, ob die Alpenaufrichtung im ganzen relativ kurz umrissen und daher genauer datierbar, oder ein durch lange geologische Zeiten sich hinziehender Vorgang ist, der nur einige Exacerbationen aufwies. So schreibt WILCKENS (1913, Handw. Beh. Nat.-Wiss. IV, S. 634), es beruhe auf einer Verkennung der tatsächlichen Lagerungsverhältnisse, wenn man für die Alpen und Karpathen eine allmähliche Entstehung durch lange geologische Perioden hindurch annähme. Dagegen steht HENNIG (1920, Naturwiss. Wochenschr., S. 337) auf dem Standpunkt, daß die tertiäre Alpenfaltung sich fast unmittelbar aus der karbonischen ableiten läßt, indem Erdbewegungen faltender Art in der ganzen Zwischenzeit bemerkbar werden. „Der Höhepunkt fällt nunmehr ins Oligocän“.

Hinwiederum finden sich Andeutungen eines höheren als tertiären Alters, zwar nicht für den Rheingraben, aber für gewisse ihm parallele Brüche. So weist DEECKE (diese Zeitschr., 1917, Mon.-Ber. S. 203) darauf hin, daß die Rheintalspalten im Nordschwarzwald schon im Karbon angedeutet und ausgebildet waren in den NS streichenden Granitporphyrgängen des Kinzig- und Murgtals. Faßt man aber die meridional streichenden Brüche in weiterer Aus-

dehnung noch diesbezüglich ins Auge, so sei erwähnt, daß FLIEGEL (diese Zeitschr., 1914, Mon.-Ber. S. 277) den Brüchen des meridionalen Eifelgrabens Bittburg—Düren eine karbonische Entstehungszeit zugeschrieben hat, und daß die gleichfalls meridional streichenden Pinitporphyrgänge bei Regenstauf im Böhmischem Massiv höchstwahrscheinlich auch im späteren Paläozoikum gebildet worden sind.

Auch aus Afrika werden neuerlich Tatsachen bekannt, welche auf teilweise früheres Alter der Brüche hinweisen: E. GROSSE liefert (N. Jahrb., Beil.-Bd. 42, 1918) Beschreibung und Karte von Nordostkatanga, denen zufolge man westlich vom Taganjikasee nicht nur postpermotriassische Brüche bereits kennt, sondern auch präpermotriassische.

Ferner ist aber die Möglichkeit meiner Ansicht nach sehr gut denkbar, daß innerhalb der so unregelmäßig gebauten starren Erdkruste der tangentielle Gewölbedruck zuerst in den tiefen Niveaus der Anhäufung verschiedenartiger Massengesteine einsetzt; er kann dann wegen der größeren Widerstandsfähigkeit mehr oder minder dort absorbiert werden; es werden sich dann an der Oberfläche primär große weite säkulare Hebungen mit dazwischenliegenden Senkungen herausbilden, gleichzeitig oder vielleicht sogar erst später kann sich ein queres Faltengebirge dazu gesellen, ja, gegebenenfalls könnte die Bildung eines oberflächlichen Faltengebirges ganz unterbleiben und die Brüche allein, soweit sie eben als Horizontalverschiebungen oder Blätter diagnostiziert werden könnten, gäben dann einen Anhaltspunkt für die Richtung der wirkenden Kraft⁴⁾.

Ist somit, wie vorher ausgeführt, schon im bestbekannten Graben- und Bruchgebiet von Europa eine sichere Da-

⁴⁾ Ich weiß, daß ich mit diesen Ansichten in einen gewissen Gegensatz trete weniger zu HAUG, der die orogenetischen Bewegungen begleitet werden läßt von gleichzeitigen epigene-tischen, die im allgemeinen senkrecht zu ihnen stehen, doch mit umgekehrten Vorzeichen (Traité de géol. 507), als zu STILLE, (diese Zeitschr. 1919), für welchen die epigene-tischen Bewegungen wesentlich säkular, die orogenetischen wesentlich episodisch sind, so daß die Zeitlichkeit oder die Zeitdauer der Vorgänge ein integrierender Teil der Definition ist. Ich habe den Eindruck, daß die sonst so interessanten Ausführungen STILLES zu sehr beeengt werden von dem Bestreben, möglichst scharf umrissene Definitionen zu geben, was ich hier für nicht ganz ausführbar halte und was er auch selbst fühlt. Speziell meine ich, daß die zeitlichen Verhältnisse nur eine Folge der verschiedenen Tiefenlage sind, in denen der tangentielle Druck zuerst einsetzte.

tierung der genetischen Beziehungen zu dem transversalen Faltengebirge noch nicht möglich, so wird nach obigem die Reihenfolge sich überhaupt wahrscheinlich niemals in ein Gesetz fassen lassen, und der Zusammenhang, auf den ich aus mehr morphologischen Gründen schließe, wird sich geologisch zunächst, wenigstens auf diese Art, weder fester beweisen, noch weniger aber widerlegen lassen. —

Daß innerhalb der langen Zeiträume aber die allgemeine Druckrichtung gewechselt haben könnte, ist bei der bekannten langen Persistenz der verursachenden Geosynklinalen nicht anzunehmen.

Die Raumvergrößerung. Der Vorgang der bisher zur Bildung als notwendig angenommenen „Zerrung“ ist hier bisher noch nicht genügend erklärt. QUIRING hat (a. a. O., S. 445) berechnet, daß das ermittelte Maß der Zerrung, erhalten in der linearen Ausdehnung der Oberflächen von Aufwölbungen verschiedenster Reichweite, nicht den leicht zu bestimmenden Betrag der tatsächlich vorhandenen linearen Auseinanderreißung der Schollen erreicht.

Ich meine nun, infolge der örtlichen Kombination der oro- mit der epirogenetischen Bewegung läßt sich der Vorgang anders deuten und darstellen. Am Rheine hat dieser in das Vorland hinauswirkende Druck, abgesehen von der Senkung der schweizerischen Molasse und der Faltung des Juragebirges, zunächst nur auf die Rheingebirge derart faltend gewirkt, also nur auf eine verhältnismäßig enge Stelle des ganzen Vorlandes, die ungefähr der Ablenkung des Alpenbogens gegen Südwest entspricht⁵⁾. Denkt man sich nun eine

⁵⁾ Gerade daß die Alpen und der Jura am Süden des Rheingrabens aus der gewöhnlichen äquatorialen Richtung bogenförmig nach S abschnellen, hat meiner Ansicht nach eine einfachere Deutung der Zusammenhänge wesentlich mit erschwert und verzögert. Diese Abschnellung selbst ist wieder veranlaßt durch die Brüche des heutigen Rhonegrabens, aber auch durch Bruch- und Schollenbildung aus ursprünglich karbonischen, ja eigentlich noch früheren europäischen tektonischen Bewegungen. Näheres darüber später.

Und wie bei den Alpen gerade am Rande des Rhônegrabens die Umschnellung nach SW und S sich einstellt, so tritt dieses Phänomen in doppelter Ausprägung, zu beiden Seiten der fossa magna, in Japan auf: gegen diesen großen Graben schnellen die Bögen von Nord- und Süd-japan beide zurück (Suess, Antl. I, S. 221). Das dürfte doch kaum auf einfaches Niederbrechen im Gebiete der Schaarung zurückzuführen sein, sondern es erscheint im Zusammenhalt mit den anderen hier gegebenen Hinweisen für die Bildung solcher Quergräben viel wahrscheinlicher, daß hier längs der spangenförmigen Grabenzone die Be-

runde Platte von allen Seiten infolge des ausgeglichenen tangentialen Gewölbedruckes gleichmäßig gepreßt, außerdem aber noch von einem bestimmten neu orientierten Überdrucke aus der Südrichtung getroffen und gegen ein Widerlager im N wie das rheinische Schiefergebirge gedrückt, so wird, so lange diese Platte in der Ebene der Gesamtoberfläche verbleibt, dieser Südorddruck sich zugleich in einen Ostwestdruck von gleicher Stärke verwandeln. Anders wenn das gepreßte runde Stück sich in der Mitte emporwölbt und dadurch aus der allgemeinen tangentialen Druckspannung der Erdoberfläche heraustreten kann. Jetzt bildet sich eine Ostwest streichende weite Falte, der Überdruck in SüdNordrichtung bleibt oder nimmt vielleicht noch zu, aber in der Ostwestrichtung kann, weil in dieser Richtung bei der Ostwest streichenden Faltung ja gleichfalls eine Herauswölbung eintreten muß, jetzt der allgemeine tangentielle Druck vollständig wegfallen und es wirkt nur mehr ganz ungestört der einseitige Südorddruck. Wenn nun die Wölbungshöhe der Falten groß genug wäre, könnte sogar in der Ostwestrichtung eine Art Abfließen der Massen nach dem Gesetze der Schwere erfolgen, also das, was man vom Rande gegen die Mitte zu als Zerrung auffassen müßte, und was dann wirklich auf der Höhe der Aufwölbung ein Aufreißen von einer großen Spalte in Nordsüdrichtung zur Folge haben müßte. Das wäre ja wohl ungefähr die Idee von O. REIS, also ein Vorgang wie bei der Bildung hoher Falten überhaupt, die deswegen auch rechts und links über das vom Drucke nicht mehr recht berührte seitliche Gebiet hinausquellen und bei Vorschreiten der Faltung die seitlichen Flügelendigungen als Bögen hinter sich lassen müssen. (Aire de surélévation nach HAUG.)

Die Höhe der Emporwölbung müßte aber nach den Berechnungen QUIRINGS eine ganz unwahrscheinlich bedeutende sein, damit ein Abfließen und dadurch eine eigentliche Zerrung ermöglicht würde. Folglich darf von einer Zerrung wohl überhaupt nicht gesprochen werden, es handelt sich

wegung zurückgeblieben ist (vielleicht wegen des entgegenstehenden Hindernisses der Shichotakette, wie NAUMANN glaubt), daher Zerreißen und blattförmige Horizontalverschiebungen sich ausbilden mußten. An diesen setzte also zuerst Horizontalbewegung und später erst allmähliches Absinken ein. Dabei ist es ziemlich gleichgiltig, ob das bezeichnende scharfe Rückschwenken der Ketten, besonders im Bereiche der kristallinen Schiefer, wirklich einer Änderung im Streichen der Schichten entspricht, oder auf Senkung der Faltenachsen zu beziehen ist.

gar nicht um eine Zugspannung, sondern um eine Druckspannung, die der nachdrückende den Überdruck zum Teil vermittelnde Gebirgsteil versinnbildlicht, so daß die flach emporgewölbten Schwellen des Vorlandes, wenn sie durch parallele Blattbündel geteilt sind, in großer Breite auseinandergetrieben werden, dahin, wohin ein geringerer, nämlich der Überdruck allein herrscht, das ist in unserem Falle die Ostwestrichtung.

Und dieser Druck zwischen Alpen im S und rheinischem Schiefergebirge im N dürfte genügt haben, um in Verbindung mit der Zahl der parallelen Blätter, die natürlich meridional wegen des Nachlassens des Druckes in Ostwestrichtung besonders leicht sich oberflächlich noch neu bilden konnten, das relativ weite Klaffen der Bruchränder zu erklären, und er verdeutlicht auch wohl genügend die Existenz jener transversal zum Rheingraben in den Rheingebirgen liegenden Spalten mit ebenfalls hauptsächlich horizontal orientierten Rutschstreifen; Ungleichheiten der lokalen Druckspannungen in Ostwestrichtung werden letztere verursacht haben.

Es ist auf diese Art von Erklärung der „Zerrung“, nämlich als Druckspannung, entstanden durch einseitigen tangentialen Überdruck, vielleicht einiges Gewicht zu legen, angesichts des Hinweises von A. v. D. BORNE (Gerland, Beitr. z. Geophys., IX, 1908, S. 378), daß ein Widerspruch darin bestehe, eine allgemeine Kontraktion der Erde anzunehmen, und doch, wie Vulkane und Erzgänge beweisen, andererseits an offene Spalten zu denken. Nach der dargelegten Auffassung sind eben diese offenen Spalten auch nur Druckerscheinungen (welche weiter unten noch näher erklärt werden sollen), und damit glaube ich auch das Vorkommen weit ausgedehnter „Zerrungen“ übersichtlicher erklären zu können, als J. WALTHER die kleinen toten Winkel.

Bewegungen in den Gräben. Soweit Bewegungen am Rande der Gräben in Betracht kommen, sind sie bereits angedeutet worden. Im Gebiete geradlinig streichender Blätterbündel, die also ursprünglich durch Horizontalschub entstanden, tritt durch Auseinanderpressen der Seitenpfiler zugleich mit der Vorwärtsbewegung langsames Absinken ein; dieses schiefe Absinken ist zum Teil begleitet und gefolgt von Vertikalbewegungen, also von Abgleiten auf echten Verwerfungen, und von Senkungsflexuren. Trifft die oft nachträgliche epirogenetische Wölbung nicht zufällig ziemlich zentral mit dem Blattbündel zusammen, so wird sich der Graben am Abhange bilden, und es werden vielleicht

Profile entstehen, wo ein Seitenpfiler wenigstens in ausgeprägter Form zu fehlen scheint, wie z. B. in Palästina.

Aber wie ordnen sich nun die absinkenden Partien innerhalb des Grabens selbst an?

O. REIS (a. a. O., S. 270) macht gelegentlich der Besprechung des Saône-Grabens den wichtigen Einwand, es könne sich dabei nicht um tangentielle Bewegungen von S her parallel der Schollenachse handeln, weil sonst im N Überschiebungen und Erhebung jüngerer Schichten in höhere Geländelagen erzeugt worden wären; statt dessen finde sich querer Abbruch höherer Schichtglieder auf transversaler Verwerfung.

Nun, am rheinischen Schiefergebirge sind ja in der Tat derartige Überschiebungen vorhanden, wenn sie auch infolge einer großen wohl präexistierenden Bruchspalte kaum vom Grabengebiet selbst in das Schiefergebirge hinübergreifen, sondern vielleicht mehr in Form von Unterschiebungen schräg zur Tiefe setzen. Aber diese Überschiebungen sind wohl, wenigstens später, nur von den Flügelteilen des Grabens, nicht vom abgesunkenen Areal mit ausgegangen. Der anfangs vermutlich zunächst gleichfalls von der epirogenetischen Aufwölbung erfaßte zentrale Grabenstreifen mußte ja natürlich, da er wegen der ostwestlichen Raumerweiterung allmählich absinken konnte, dabei wieder seine Wölbung verlieren, ebener werden, und damit die früher vor der Auffaltung innegehabte Länge wieder anzunehmen suchen, die aber infolge der allgemeinen Nord-südfaltung verringert worden war; er hätte also in Form von Überschiebungen gegen N vorstoßen müssen, und das wäre auch sicherlich geschehen, wenn nicht infolge der in O—W einsetzenden sekundären Druckspannung und Auseinanderpressung genügend Raum gewonnen worden wäre nicht nur zum schiefen oder senkrechten Abgleiten, sondern auch zum Ausgleich der Längendifferenz in Nordsüdrichtung innerhalb des Senkungsfeldes selbst. Die von N und S her infolge Absinkens komprimierten Spangen bogen sich wohl zunächst seitwärts, so daß Anfänge einer Faltung mit vertikaler Achse sich einstellten, rissen dann genau entsprechend dem Experiment von DAUBRÉE (Exp. Geol., S. 246) unter etwa 45° durch; die Diagonalbrüche in DUTTONS Modell der Musiniazone und wahrscheinlich die Flexur von Sierenz nördlich von Basel repräsentieren wohl noch oberflächlich diese Stadien. Meistens blieb es aber nicht dabei, weil der Platz schon infolge der Eigenschwere der sinkenden

Schollen zu eng wurde: es traten dann zweierlei interessante Folgeerscheinungen auf. Einestheils bildeten sich infolge der horizontalen Verschiebungen auf Diagonal- oder auch vorher schon angelegten Rissen in variskischer und herzynischer Richtung (vgl. später) und auf eigentlichen Blattverwerfungen tote Winkel und Ecken, welche trotz der allgemeinen Kompression den vulkanischen Magmen das Aufdringen gestatteten, weil sie nach unten gewissermaßen ein Netzwerk kommunizierender Röhren darstellten⁶⁾. Es ist derartige Bildung von toten Winkeln infolge wesentlich seitlicher Bewegungen der sinkenden Schollenränder eine weitere Erklärung dafür, daß trotz starker Kontraktion offene Klüfte vorhanden sein können, was eigentlich selbstverständlich ist, wenn der Stoff nicht plastisch genug ist. Und Risse in der Erdkruste können nach den Versuchen von FR. ADAMS (Journ. of Geol., 1912, 20. B., S. 97) noch bis in Tiefen von 20 km klaffen.

Andererseits aber traten im Graben selbst Überschiebungen auf in der Richtung der Längsachse. Nur so ist wohl die relativ hohe Lage der Juraschollen bei Freiburg zu erklären, und nur so allein verstehen wir den Bau des Ruwenzorigebirges in Afrika, von dem SUSS (Antl. III, 2, S. 307) schreibt: „Er ist der höchste der nicht vulkanischen Berge Afrikas; STUHLMAN zeigte 1891, daß er ein Stück des älteren Gebirges sei zwischen zwei Dislokationen. Der Ruwenzori ist ein 80 km langer Horst, der innerhalb des Grabens den Ostrand begleitet. Die höchsten Teile dürften aus granitischem Gneis bestehen (aus Dioriten, Diabasen und Amphiboliten nach KRENKEL, Geol. Rundsch. I, S. 205, Verf.); auffallend ist die Tatsache, daß der Horst um wohl 2000 m höher ist als das benachbarte Hochland, dessen

⁶⁾ Die meist kurzen quer zur Längsrichtung des Gebirges stehenden Spalten scheinen auch nach FRECH (Allg. Geol. III, 94) weiter in die Tiefe zu reichen, und somit die dort vorhandenen Kohlensäurequellen (daher wohl auch Magmaherde? Verf.) besser aufzuschließen, als die großen Längsbrüche. Auch SUSS weist (N. Jahrb. 1907, I, S. 271) darauf hin, daß femische Gesteine, also Gesteinstypen der größeren Tiefe, sich niemals in den kristallinen Achsen der Gebirge finden, sondern außen in den Überschiebungsdecken und auf Klüften schief oder senkrecht zum Generalstreichen, z. B. in der schmalen Zone von Ivrea. Auch in den eocänen Flyschmassen des Appennin sind sie häufig. Sollte das nicht darauf hindeuten, auch die Richtung des Appennin durch alte Blattverschiebungen bedingt anzusehen? Eine spätere Ausführung wird diesen Gedanken unterstützen.

Teil er doch ist.“ Dieser Bergrücken kann nun nach meiner Auffassung doch wirklich nicht mehr gut als „Horst“ im Sinne von SUSS angesehen werden, denn dann wäre doch fast ein ganzer Kontinent gegenüber dieser Scholle abgesunken. Auch an eine vulkanische Hebung, etwa wie bei einem Lakkolithen, kann infolge der großen Dimensionen dieser Scholle schwerlich gedacht werden. Es bleibt nur übrig, und ist auch leicht einzusehen, daß er bei dem Absinken infolge Verkürzung der Grabenspanne auf einer Überschiebungsfläche in Südnordrichtung oder umgekehrt über andere Grabenschollen heraufgestiegen ist. Genauere geologische Untersuchungen stehen ja noch aus.

Auch die Seitenpfeiler der Gräben haben sich vielleicht longitudinal gegeneinander etwas verschoben. CHELIUS glaubte vielleicht im Odenwalde eine relative Verschiebung gegen N gefunden zu haben⁷⁾. Sollte sich das bestätigen, so wäre sie ja durch die Richtung der Taunusspalte gewissermaßen vorgezeichnet gewesen, und wir verstünden dann auch, warum die Pressung im südlichen Taunus an dieser Seite heftiger war als am linken Rheinufer.

Räumliche Ausdehnung der Bruchgebiete. Suchen wir die Erstreckung dieser senkrecht zum Gebirgssstreichen in das Vorland weit hinaus verfolgbaren Brüche festzustellen, so ist freilich, wenn wir aus dem engeren Gebiete des Rheingrabens selbst und damit aus dem Felde der dankenswerten Beobachtungen SALOMONS und seiner Schüler hinaustreten, wenig Material vorhanden, das diese Brüche im wesentlichen als Blattverschiebungen erkennen ließe. Wir sind hier im allgemeinen ausschließlich auf das Südnordstreichen als Kriterium angewiesen.

V. KOENEN hat (Nachr. K. Ges. d. Wiss. Göttingen, 1886, S. 196) die Fortsetzung der Rheintalbrüche über das Vogelsgebirge und die Wetterau hinaus verfolgt bis ins Leinetal bei Göttingen, bis Hildesheim und an den Westrand des Harzes. Die von französischen Geologen auf dem linken Rheinufer nachgewiesenen Brüche streichen in der Gegend von Trier und Bittburg gleichfalls gegen N. Im S ist durch Bruchlinien längs des Juragebirges eine Verbindung des

⁷⁾ Das würde trefflich stimmen mit den Beobachtungen im Schweizer Jura, wo an den Blättern jeweils die O-Lippe nach N bewegt ist. Allerdings sind diese Jurablätter nur oberflächlich und kurz, allein man kann doch für das kristalline Grundgebirge, wie es in den Rheingebirgen sich darstellt, nicht wohl einen geraden entgegengesetzten Sinn der Bewegung annehmen.

Rhonetales mit dem Rheintale hergestellt, und die große Bruchzone reicht daher nach v. KOENEN vom Mittelmeere bis Hildesheim und unter dem Diluvium vermutlich noch weiter. Es gehört hierher vermutlich der von QUIRING beschriebene (diese Zeitschr., 1914, Mon.-Ber. S. 277) Eifelgraben Bittburg—Düren, und überhaupt die Nordsüdverwerfungen in der Eifel, die nach FLIEGEL schon in der jungpaläozoischen Faltungsperiode gebildete Sprünge sind, von QUIRING aber vermutungsweise als Blätter angesehen werden, auf denen, wie er meint, erst später infolge horizontaler Zerrung in Ostwestrichtung vertikale Bewegungen eingesetzt hätten. Möglicherweise ist neben den von STILLE schon 1905 beschriebenen Kreidegräben östlich von der Egge hierher zu zählen auch das Eggegebirge selbst, bei welchem LACHMANN (diese Zeitschr., 1914, Mon.-Ber. S. 234) eher eine Dehnung in Ostwestrichtung als eine Kompression herausrechnen wollte; ferner manche steile Rutscheln im rheinischen Schiefergebirge, soweit sie ebenfalls nach N streichen, und die besonders von WINTERFELD (N. Jahrb., Beil.-Bd., 33) zusammengestellten und in ihrer Wichtigkeit betonten nord-südstreichenden Brüche in Nordwestdeutschland.

O. REIS hat die Brüche und Gräben in Frankreich und England zusammengestellt. Ich möchte davon hier besonders anführen die Bruchsenken der Saône, der oberen Loire und des Allier, welche alle in Südnordrichtung das variskische Streichen des Grundgebirges durchbrechen. Am Nordende dieser Gräben begrenzen gleichlaufende Südnordbrüche die Schollen des Morvan, und diese Brüche lassen sich noch durch die jüngeren Sedimente des Jura bis in die Umgebung von Auxerre in den Calcaire de Beauce hinein verfolgen. Ich vermute auch hier Horizontalverschiebungen, trotzdem SUSS (Antl. III, 2, S. 29) nach M. LÉVY noch angibt, daß der Ursprung dieser Brüche unbekannt sei. Der zahlreichen Südnordbrüche, welche ohne Grabenbildung Südfrankreich und das Zentralplateau durchziehen, sei hier nur nebenbei gedacht, besonders auch der Linien der tertiären Vulkandurchbrüche im französischen Zentralplateau.

Noch in Irland läßt sich wohl eine rheinische Bruchlinie nachweisen von Dundalk-Bay nach N gegen die Basaltmasse von Belfast (n. REIS). In der gleichen Richtung verlaufen die Vulkane der inneren Hebriden, die Medina-Fault auf der Insel Wight (SUSS, Entst. d. Alp., 1875, S. 81) und die Randbrüche des Kristianiabeckens in Norwegen. In Schweden geht von der Südküste (Sölvisberg) gegen das

Südende des Wetterensees, an die Ostseite des Wenernsees und weiterhin längs der Klarebene über fünf Breitengrade fast meridional eine gerade Linie, welche das Gebiet des Järngneises nach O begrenzt. Im W davon ist der Järngneis durchzogen von meridionalen Hyperitgängen. Nach Vermutung schwedischer Geologen könnten hier uralte Verwerfungen vorliegen (Suess, Antl. III., 1, S. 479). — In Südnorwegen herrscht nach Kjerulf an der Westküste ein Bruchsystem in N—S- und O—W-Richtung vor (nach Höfer, Verwerfungen, S. 83). — Weiter nach O streichen nördlich von den Alpen folgende bekanntere Bruchlinien in gleicher Richtung: Hegauvulkane, Haßberge, Rhön, kurze Brüche westlich und südlich vom Rieskessel, deren Kreuzung mit den Ausläufern der nordwestlich streichenden Sigartlinie wohl für die Entstehung des im Rieskessel liegenden Abortivvulkans nicht ohne Bedeutung gewesen ist. Dann kommen nach O die Jura—Böhmerwald-Bruchgrenze am Keilberge bei Regensburg bis hinauf zur Bodenwöhrer Bucht, die S—N-Gänge der Regenporphyre bei Regensburg, ferner die Linie des Böhmisches Pfahles von Furth bis Marienbad; Spuren von rheinischen Linien lassen vielleicht auch erkennen die beiden Senken von Budweis und Wittingen, die, wenigstens nach K. Schneider (Orographie Böhmens, 1908, S. 1), als Gräben anzusehen sind.

Am Südrand der Karpathen ist von einer nordnordöstlich streichenden Linie Hernad—Kaschau an bis Marmaros-Szigeth das Urgebirge versenkt; auf der genannten Bruchlinie sitzt das Eperies—Tokajer Trachytgebirge auf (Suess, Entst. d. Alp., S. 38); hier ergibt sich eine merkwürdige Parallele zum Verlauf der N—S-Linie Schio—Venezia und dem Abbruchgebiet bis westlich von Triest.

Auffallend erscheinen mir ferner in diesem Zusammenhang die wahrscheinlich tektonisch bedingte N—S-Richtung der nördlichen Zuflüsse des Dnjestr, südöstlich von Lemberg, dann die N—S-Reihe der Trachytausbrüche bei Belgrad, die Anordnung der Ophiolithe östlich vom Skutarisee und der geradlinige N—S-Abbruch der albanischen Küste von Alessio bis Valona.

Nimmt man vielleicht noch die Thermenlinie und die Senkung von Wien dazu, so wird man E. Suess leicht zustimmen, wenn er (Entsteh. d. Alp., S. 123) sagt: „Es ist, als wäre die nordnordöstliche Richtung in größerer Tiefe die wahre Richtung der allgemeinen Bewegung und jede Ablenkung nur oberflächlich“.

Freilich haben wir mit dieser flüchtigen Durchmusterung der etwa hierher gehörigen Brüche den engeren Bereich des Alpenvorlandes und damit der Alpenstauchung längst verlassen. Allein die Alpen sind ja bekanntlich nur ein Teil des großen Gebiets, in welchem wesentlich zur Tertiärzeit jene großartige Bewegung mit allgemeiner S—N-Direktion oder umgekehrt einsetzte; die Pyrenäen und die Iberische Masse schließen sich nach W, die Dinariden und der Balkan nach O an.

Direkte Beweise dafür, daß es sich bei diesen S—N-Brüchen durchgehend um Blätter handle, sind, wie gesagt, vorläufig noch selten zu erbringen. Immerhin scheint mir an drei Orten, am Schwarzwaldrand, im Leinetal und am böhmischen Pfahl eine Tatsache wesentlich für Horizontalbewegung zu sprechen, das ist bei gleichbleibendem Streichen das Pendeln der Einfallebene über die Saiger-Linie hinaus. Bereits oben wurde dieser Wechsel des Fallens als eine wahrscheinlich charakteristische Eigenschaft der Blattverschiebungen angesprochen, denn es ist schwer vorstellbar, daß bei radialen oder vertikalen Bewegungen derartige extreme Schwankungen sich vollziehen können, wobei natürlich nicht die kleinen Differenzen im Einfallen, welche die bucklige Harnischform der Rutschflächen hervorbringen, gemeint sind. Allerdings könnte als Ursache möglicherweise noch Torsion in Frage kommen, und DAUBRÉE hat in der Tat bei seinen Experimenten mit Glas derartige windschiefe Bruchflächen erhalten und diese Brüche in ausgedehntem Maße zur Erklärung von parallelen Frakturen der Erdoberfläche herangezogen. Allein, man muß bedenken, daß DAUBRÉE die horizontalen Blattverwerfungen noch nicht kannte; auch hat sich SUSS (Antl. I, S. 164) schon etwas zweifelnd über die Anwendbarkeit der genannten Experimente besonders für die Brüche im Harz geäußert. DEECKE erklärt (diese Zeitschr. 1917, S. 216) z. B. das Tal von Owen für eine Zerreißung mit wechselndem Verwerfungssinn, also nicht als eigentlichen Bruch, sondern als „Klaffspalte“. — Freilich könnte auch eine derartige Drehung des Einfallens dadurch zustande kommen, daß die eine Flügelpartie in ihrem Verlauf nachträglich gehoben wurde. v. HÖFER (Verwerfungen, 1917) unterscheidet deshalb mit Recht eine syngenetische von einer epigenetischen Drehbewegung. Doch sind mir wenigstens für die hier zu nennenden drei Stellen keine Gründe bekannt, welche eher für epigenetische Bewegungen

sprechen würden. (Vielmehr zeigt sich auch am später zu behandelnden bayerischen Pfahl nach v. GÜMBEL (Ostbayer. Grenzgeb., S. 504) ein so häufiger Wechsel des Einfallens auf kurze Entfernungen, daß an eine epigenetische Bildung nicht zu denken ist.)

Nehmen wir also den windschiefen Verlauf, d. h. das Wechseln der Einfallsebene, als bezeichnend für vorwiegend horizontale Bewegung, so sei zunächst angeführt, daß das vielgenannte widersinnige Einfallen der Rheinbrüche am Schwarzwaldrand neuerdings von E. BLÖSCH (Neues Jahrb., Beil.-Bd. 29, S. 602) genauer dahin präzisiert wurde, daß die Verwerfungsfläche zwischen Staufen und Badenweiler steil nach W, und ausnahmsweise auch gegen O fällt. Ferner fällt der böhmische Pfahl nach SOKOL (Bull. Akad. Böhm. 1911) im allgemeinen mit $42-90^\circ$ gegen O ein, an zwei Stellen aber, bei Furth und bei Neu-Grammatin, nach W. SOKOL, schließt sich der früher von mir am bayerischen Pfahle gegebenen Deutung an, daß die Lippenränder der Verwerfung, auf welcher dann der Quarzgang sich herausbildete, gegeneinander bewegt worden waren⁸⁾. Die Bewegung war höchstwahrscheinlich wesentlich in horizontaler Richtung erfolgt (worauf auch die Form der Ablösungsflächen, z. B. in den Quarzgängen des herzynischen bayerischen Pfahles, hinzudeuten scheint, insofern das längere Aushalten der Hohlkehlen in horizontaler Richtung dies wahrscheinlich macht). — Aber auch das Gebiet des Leinegrabens scheint mir einen Beleg zu liefern;

⁸⁾ Diese Erklärung für die Möglichkeit von klaffenden Stellen einer Bruchspalte hatte ich (Geol. Profil Waldkirchen-Haidmühle, Geogn. Jahresh. 1909) in folgender Form gegeben: „Nach eingetretenem Bruche wurden an der Verwerfungsstelle die beiden Lippen noch irgendwie gegeneinander bewegt, wenn auch an verschiedenen Stellen in verschiedenem Sinne, wie das schon von GÜMBEL konstatierte Wechseln in Einfallen der Schiefer und des Quarzanges nach NW oder SO bezeugt: . . . Es mußten Einbuchtungen der Bruchlippen einander gegenüber zu stehen kommen, welche dadurch klaffende Risse bildeten . . . Die Frage, ob Spalten klaffen können, ist demnach unbedingt zu bejahen.“ VON KOENEN hat sich dann später über Veränderungen des Verhaltens von Störungen (Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. 1913) so ausgedrückt: „Wenn sich eine wellenförmig gebogene Spaltfläche bewegt, dann entstehen sofort zahlreiche Stücke, an denen die Salbänder auseinanderweichen und offene Spalten bilden.“

V. KOENEN, dem meine früher erschienene Publikation vorgelegen hatte, hat jedenfalls übersehen, daß ich schon 4 Jahre früher den gleichen Gedanken geäußert hatte.

STILLE schreibt nämlich darüber (Tekt. Evolut., Leipzig 1913, S. 25, Fußn.): „Eine Gesetzmäßigkeit hinsichtlich einer bestimmten Richtung der Ueberschiebungen ist nicht erkennbar . . . Ein sprechendes Beispiel dafür ist der Leinetalsattel in Südhannover. Südlich von Alfeld ist der Westflügel gesunken und der Ostflügel auf ihn überschoben, während nördlich von Alfeld der Ostflügel gesunken und der Westflügel über ihn emporgeschoben ist. Es legt sich der Rand des Harzes über sein gesunkenes nördliches Vorland, während der Überschiebung des Osning durch den sinkenden Südflügel des Osningsattels ihre Richtung vorgezeichnet war.“ — Über den letzten Punkt wird später noch zu sprechen sein. Bezüglich des Leinetalsattels scheint mir aber der genannte Bildungsprozeß sehr schwer vorstellbar, solange nicht scharfe Querklüfte in O—W-Richtung die Annahme einer Änderung in der Schubrichtung von S nach N ermöglichen. Viel einfacher ist, glaube ich, die Erklärung durch Horizontalverschiebung in S—N-Richtung, die sich von den seinerzeit durch POSEPNY in Raibl gewonnenen Resultaten gut ableiten läßt.

Bezüglich der räumlichen Ausdehnung der Brüche des Coloradoplateaus in Amerika ist die bei SUESS gegebene Kartenskizze beizuziehen. Deutlichere Merkzeichen für Horizontalbewegung sind mir von dort nur bekannt durch v. HÖFER (Verwerfungen, S. 53), wonach am Sevierbruch in Utah der zuerst 1000 m mächtige Sprung nach N in einen Wechsel übergeht, somit nach v. HÖFER einen zweiseitigen Drehverwurf darstellen soll.

Riesengroß ist aber das Areal, von dem die Gräben und Brüche in Afrika einen Teil bilden. In diesen Bereich sollen ja nach SUESS (Entst. d. Alpi, S. 125) noch fallen: Der steile Gebirgsabbruch der westlichen Ghats in Indien, dann die Ostküste von Madagaskar, die Westküste von Australien und wohl auch die S—N-Linie der Lakkediven und Malediven. SUESS hat auch darauf hingewiesen, daß französische Forscher eine latente Disposition zu meridionalen Brüchen und Gebirgsbildungen mit dem submeridionalen Streichen der Sahariden in Zusammenhang gebracht haben. Bestimmte Kennzeichen, welche innerhalb dieses riesigen Gebiets auf horizontale Bewegungen bei Entstehung jener Bruchspalten hinweisen würden, kennen wir meines Wissens noch nicht, es muß auf das geographische Verhältniß zu den quer in S und N hereindrängenden

großen Gebirgsketten und auf die analogen Verhältnisse im besser untersuchten Europa verwiesen werden⁹⁾.

Jedenfalls beweisen die zahlreichen N—S-Brüche auch in Europa, daß die große meridionale Bruchzone nicht erst östlich des Kaspisees einsetzt, wie E. SUËSS 1875 meinte (Entst. d. Alp., S. 124).

IV. Quer- und Längsbrüche und -gräben.

In allen Faltengebirgen beobachtet man streichende Brüche in Form von Überschiebungen, auch Unterschiebungen, gelegentlich, bei widersinnigem Einfallen, auch in Form von Sprüngen. Ihre Entstehung ist analog allen Querstörungen auf Druckdifferenzen zurückzuführen, nur daß diese sich in der Richtung quer zum Schub äußern, anstatt wie bei den Blättern parallel zu ihm.

Diese streichenden Störungen greifen, was man hier schon länger beobachtet hat, auch auf das Vorland über; SUËSS' Vortiefen gehören hierher, welche oft auch als eine Art Gräben bezeichnet werden, allerdings vielfach fälschlich, wenn die Bruchränder nicht geologisch gleich gebaut sind. Echte streichende Grabenversenkungen sind aber auch zahlreich bekannt, so besonders aus den asiatischen Gebirgen (Übersichtskarte bei SUËSS III, 1), bei welchen nur das Senkungsgebiet des Ebi-Nor eine Ausnahme zu bilden scheint. In Europa wären von streichenden Gräben besonders zu nennen der schottische Graben und der Saar-Nahe-Saale-Graben, in Amerika die ungefähr parallel den Bergketten ziehenden Senken im nordamerikanischen Zwischengebirge und in den südamerikanischen Andes.

Auch bei diesen Längsgräben ist wohl stets die randliche Bruchbildung das ursprüngliche gewesen. Sie ist ein Ausdruck von Differenzierungen der bei den weiten epirogenetischen Faltenwürfen nach den Seiten wirkenden Pressungserscheinungen bei der Aufwölbung (und Bildung der Quer-

⁹⁾ Bei dieser Gelegenheit sei darauf verwiesen, daß SUËSS (Antl. I, S. 771) sagt, daß am Südrande der nordafrikanischen Gebirge gesenktes Vorland in flach gelagerten Tafeln in den großen Schotts beginnt und bis an die meridionalen Verwerfungen Syriens reicht. Man kann sich nun des Gedankens schwer erwehren, daß SUËSS, wäre er nicht so von Vorliebe für Bogenformen erfüllt gewesen, eine viel natürlicher erscheinende Verbindung der gleichsinnig gegen Süden gefalteten nordafrikanischen Gebirge über Kreta und Zypern mit den taurischen Ketten konstruiert hätte.

brüche und -gräben), und zwar besonders auch dann, wenn in Zonen von flacher Einmuldung ein Ausweichen der Scholle in toto nach der Seite nicht möglich war. Denn in derartigen Mulden oder wenigstens von der Aufwölbung nicht aus ihrem Niveau emporgebrachten Stellen ist der seitliche Tangentialdruck nicht aufgehoben und fernerhin wirkt die starke Reibung auf der Unterlage mächtig mit ein. (Es kann ja auch nicht zur Bildung von Quergräben kommen in nicht emporgewölbten Gebieten, wenn freilich die Blattrisse durch Ebenen oder Mulden ungestört, aber auch unbemerkt hindurchziehen werden.) An die Stelle des seitlichen Ausweichens im großen können nur differenzierte Ausweichbewegungen senkrecht zur Schubrichtung treten, wobei Kontinuitätstrennungen sich einstellen müssen, deren Abstände nach dem Material, und wohl auch nach der Stärke und Zahl und dem Zeitabstand der Druckperioden sich bemessen müssen. Eigentlich selbstverständlich ist dabei, daß nicht oberflächliche mehr oder minder plastische Sedimente allein diese Zonen bilden; in diesen kommt es nur zur transversalen Schieferung senkrecht zur Druckrichtung und zur Ausbildung des Longrain senkrecht zur Schieferung, einer verkappten Absonderung, welche mit den parallel zur Druckrichtung orientierten echten Querblättern zum Teil identisch ist. Im kristallinen Gebirge dagegen ist die innere Reibung so stark, daß nur in größeren Abständen derartige Ablösungsbrüche sich herausbilden¹⁰⁾.

¹⁰⁾ Ich folge hier eher E. SUESS (Antl. III, 2, S. 28), welcher glaubt, daß an den Klüften des zertrümmerten Landes Verschiebungen bald geringeren bald größeren Maßstabes eintreten, daß dabei aber das Netz der Mosaikfugen durch die Senkung nicht erzeugt, sondern benützt und sichtbar gemacht wurde. Die Reihenfolge der Vorgänge ist also bei SUESS die, daß zunächst eine Zertrümmerung des Bodens in Schollen und damit Absenkungen verschiedenen Grades derart erfolgten, daß Horste und Senkungsfelder entstanden (nach STILLE, Rahmenfaltung, nied.-sächs. Geol. Ver. 1910, S. 143).

Ich möchte hier aber noch weiter gehen. Es wird, glaube ich, wesentlich auch noch auf die Tiefe der vertikalen Brüche, also auf die Dicke der durch sie isolierten Tafeln ankommen, ob an den Bruchstellen nur Absenkungen, Hebungen und Überschiebungen entstehen, oder ob sie nicht Anlaß geben zu (epirogenetischer?) Faltenbildung, insofern der Raum zwischen zwei bedeutenderen Bruchlinien als Ganzes behandelt und gewölbt oder durchgebogen werden kann (disjunctive Faltung).

STILLE nimmt den umgekehrten Verlauf an: erst Faltung, dann Bruch. Er mag darin vollkommen recht haben für die

Dabei regt sich wieder die Idee, daß z. B. eine derartig besonders gepreßte, dem Streichen der Faltengebirge parallele Partie besondere Neigung haben wird, nach der Erdoberfläche zu, wo der geringste Druck herrscht, auszuweichen, daß eine solche Zone also unter Umständen über ihre Umgebung hervortreten kann, was dann, wenn das Einfallen nicht genau senkrecht erfolgt, zu Verwechslungen mit echten Verwerfungen oder Überschiebungen Anlaß geben könnte^{10a}). Und weiterhin erscheint in diesem Zusammenhang ein Gedanke von Hoppe (Zeitschr. f. prakt. Geol., 1907, S. 141) von Bedeutung, wonach bei derartigen Pressungen sich starke Wärme entwickeln muß, die zu Ausdehnung führt und die Sprungbildung zumal bei der wieder eintretenden Abkühlung erleichtert. Es wären das dann gewissermaßen entokinetische Abkühlungsspalten mit einer von außen diktierten und aufgeprägten Orientierung.

Die Steilstellung der Schieferung und die Fächerstruktur vieler Horste, besonders im Aaremassiv und Gotthard, wären so, d. h. durch Zusammenpressen und Überquellen, leichter zu erklären, als durch Emporpressen des ganzen Stockes, dem doch die gewaltige Reibung im Wege steht.

Derartig streichende epirogenetische Druckgebiete werden nun, wenn spätere gleichgerichtete Gebirgsbildung auf ein derartiges Terrain übergreift, natürlich einerseits zu Sätteln, andererseits zu Mulden. Die Randbrüche können

Längsbrüche und Blätter in Faltengebirgen und deren Vorland, aber nur solange, als sie sich um bis dahin von tektonischen Runzelungsprozessen vollständig unberührte Gebiete handelt. Werden aber derartig gebrochene Gebiete später von einer Stauchung betroffen, so müssen unbedingt wie die vorhandenen Rümpfe älterer Gebirge, so auch schon die Bruchlinien allein einen Einfluß auf die Rahmenfaltung ausüben als *loci minoris resistentiae*.

Also um die Sache noch einmal klar darzustellen, ich meine, daß die Längsbrüche und Blätter infolge orogenetischer und auch epirogenetischer Faltung, d. h. gleichzeitig oder etwas später als sie entstehen. Aber eine durch Längsbrüche begrenzte Mulde ist noch kein Graben; das wird sie erst, wenn nachher eine besondere Senkung der Mulden oder eine besondere Heraushebung der gebrochenen Sättel nach Art der gestelzten Bögen in der Architektur erfolgt. Und in diesem Sinne sind die Brüche für den Graben präexistierend und für seinen Verlauf bestimmend, und das gleiche gilt für die Sättel. Stille würde das wohl so ausdrücken, daß orogenetische Vorgänge später von epirogenetischen überdeckt werden. Ich halte allerdings, wie schon gesagt, diese genaue Unterscheidung zwischen oro- und epirogenetisch in der Praxis nicht recht für durchführbar.

10*) So vielleicht bei der Münchberger Gneisinsel.

aber auch, wie ROTHPLETZ hervorgehoben hat, Überschiebungen einleiten, wie solche ja auch an jedem normalen Quergraben sich einstellen können, wenn durch spätere Senkung des ganzen Gebiets oder nachträgliche tektonische Bewegungen senkrecht zur Grabenachse die freiragenden Pfeiler gegen die Senke eingedrückt werden.

So kann man die Beobachtungen, die SALOMON am Ebersbacher Graben gemacht und die ihn zur Annahme von Überschiebungen führten, deuten, und sie würden, wenn man sie als Spätstadium auffaßt, ganz gut mit der hier vortragenen Ansicht von der Bildung der Quergräben in Einklang zu bringen sein.

V. Folgerungen.

Die Möglichkeit, das meridionale rheinische Bruchsystem in Spuren durch den Faltenjura hindurch quer durch die Westalpen bis zum Mercantour zu verfolgen, läßt keinen Anlaß zu, jenes von den alpinen Querblättern, deren horizontale Bewegung und Entstehung mehreren Ortes unzweifelhaft in den Alpen nachgewiesen ist, systematisch und also wohl auch genetisch zu trennen.

Die Orientierung senkrecht zu Faltengebirgen, welche in ihrem Faltenbau die Richtung des auch wohl in größerer Tiefe noch wirkenden Druckes erkennen lassen, der manchmal deutlich primäre windschiefe Verlauf des Einfallens, zumal, wenn vorherrschend horizontale Streifung der Rutschflächen sich zugesellt, sind ebenso Eigentümlichkeiten, welche die Brüche der großen Quergräben mit den echten Horizontalverschiebungen oder Blättern innerhalb der Faltengebirge teilen. Sind diese nur Oberflächengebilde innerhalb der Schubmassen, Schubdecken und -falten, so entstammen jene den Kraftäußerungen in größeren Rindentiefen, und es ist, scheint mir, kein Grund vorhanden, beide systematisch voneinander zu trennen, wenn auch ihre Bildungszeiten oft nicht zusammenfallen.

Parallele meridionale Brüche dazu finden sich noch sehr zahlreich in West- und Mitteleuropa bis Skandinavien hinauf, entsprechend dem allgemeinen Nordschub von den Pyrenäen bis zum Balkan, aber zu eigentlicher Grabenbildung ist es außer dem Tal des Oberrheins und seinen nördlichen Fortsetzungen bis Hildesheim wenigstens zwischen den geographischen Längen des alpinen Bereiches vielleicht nur mehr am Wettersee in Schweden gekommen;

nach W fügen sich die Gräben des französischen Zentralplateaus an. Diesen Südnordbrüchen entsprechen, allerdings meist nicht so stark hervortretend, senkrecht dazu stehende Ostwestbrüche, abzuleiten von Ausweich- und Ausgleichbewegungen von derselben Gattung wie bei der nur dem Grade nach intensiveren sekundären Schieferung.

Auch in den anderen großen Grabengebieten ist der Druck, wie die Faltenbewegungen der quer anstoßenden Gebirge zeigen, gegen das Gebiet der Brüche gerichtet gewesen und hat ebenfalls in den weitgespannten Wellen der Kontinentalplateaus eine Menge derartiger horizontaler Verschiebungen erzeugt. Die Quergräben an sich sind viel seltener als die Brüche; sie entstehen also nur unter besonderen Umständen, nämlich da, wo vermutlich durch eine Art Schraubstockwirkung im Sinne von E. DE BEAUMONT (Suess, Antl. III, 2, S. 77) noch besondere epirogenetische Extrawölbungen aufgerichtet wurden, die von derartigen Blattbündeln durchzogen unter dem zu den Blättern parallelen Druck auseinandergepreßt wurden.

Die Längsgräben, parallel streichend mit den randlichen Faltengebirgen und größtenteils in diese einbezogen, sind stets Mulden, randlich durch Brüche begrenzt und entstanden infolge zu geringer Faltungsmöglichkeit des kristallinen Untergrundes, welche zu vereinzelt parallelen Brüchen führen mußte.

Also stehen nicht nur die Längsgräben, sondern auch die Quergräben stets mit Faltungen in Verbindung; sie sind aber nicht eine Folge der orogenetischen Gebirgsfaltung an sich, sondern beide, Gräben sowohl als auch zugehöriges Faltengebirge sind gleichmäßig, wenn auch nicht gleichzeitig, verursacht durch auch in bedeutender Tiefe sich vollziehende seitliche Bewegungen und Pressung ganzer großer Schollen, wobei die jeweils tiefere oder höhere Lage des Druckniveaus innerhalb der starren Erdkruste ausschlaggebend war.

Weil nun bei allen Gräben nach dieser Auffassung sich niemals eigentliche Zerrung, sondern stets z. T. auseinander-treibende Druckwirkungen geltend gemacht haben, ist alles Wirkung des tangentialen Gewölbedruckes innerhalb der Erdkruste und besteht also kein Gegensatz zwischen Faltung und Zerrung, wie Suess noch gemeint hatte (Antl.

III, 2, S. 316); allerdings kommt immer nur eine bestimmte Druckrichtung für den betreffenden Graben und das zugehörige Gebirge in Frage. —

Wie bekannt, zeigen die geologischen Karten wohl überall, wo parallele Bruchsysteme auftreten, auch dazu rechtwinklig stehende Dislokationen, wenngleich letztere oft nicht in gleicher Stärke und Schärfe sich ausdrücken. Die Deutung dieser gekreuzten Bildungen wurde bisher nur z. T. in der Weise vorgenommen, daß diese Bruchrichtungen zu einem zugehörigen Faltengebirge senkrecht und parallel stünden. Vielfach aber wurde auch angenommen, daß der eigentliche Druck unter 45° auf derartige Gebiete gewirkt habe. Man stützte sich dabei auf Experimente von DAUBRÉE (Experimental Geol. 1880). Dieser Forscher erhielt nämlich rechtwinklig aufeinanderstehende Sprungsysteme auf zweierlei Art: erstens durch Torsion, besonders von Glasplatten, wobei die drehende Kraft parallel zu den daraus resultierenden Sprüngen drückend wirkte; zweitens durch Pressung von Würfeln, wobei die Trennungsflächen in den Diagonalen zur Druckwirkung auftretend ebenfalls sich unter 90° kreuzende Sprungsysteme ergaben. Außerdem erhielt er aber, was sehr wichtig ist (S. 241 der d. Ausg. von GURLT), gelegentlich auch Zerteilung der gepreßten Würfel in längliche Prismen, orientiert parallel der Druckrichtung.

Gegen die Übertragung der DAUBRÉESchen Torsionserscheinungen auf die Natur war zunächst nicht sehr viel einzuwenden, wenngleich ihre Häufigkeit kaum sehr groß sein dürfte. Diese Torsionsresultate waren für DAUBRÉE eben ein bequemes Auskunftsmittel, nachdem er, wie schon erwähnt, die Blattverschiebungen und die darauf senkrechten Ausweichsprünge noch nicht kannte. Aber die beiden anderen Experimente DAUBRÉES, auf die man sich noch immer beruft (z. B. BECK, Erzlagerstättenlehre, 1901, S. 187) sind falsch gedeutet. DAUBRÉE meinte: „Im allgemeinen hat ein kubisch behauener Stein die Neigung, in Pyramiden zu zerbrechen, indessen können die sog. harten Steine (Kreidekalke von Ardèche, Kohlenkalke von Belgien) Sprünge bekommen, die rechtwinklig zur Druckebene liegen und oft beinahe parallel sind. Doch hat der Festigkeitsgrad der Massen auf diese Resultate großen Einfluß“. Um nun größere Annäherung an die Erscheinungen in der Natur zu erreichen, nahm er zu seinen Versuchen plastischere Mischungen, nämlich von Gips, Wachs und Harz, demnach ähnlich wie Formmastix, und erhielt jetzt

allerdings durch Pressung die Absonderungen unter 45° gegen die Druckwirkung.

Häufige Wiederholungen der DAUBRÉESchen Druckexperimente in der AMSLERSchen Druckmaschine zwecks Festigkeitsprüfung ergeben nun stets das gleiche Resultat wie bei DAUBRÉE an seiner plastischen Mischung¹¹⁾. Die an den Druckplatten liegenden Würfelflächen bilden nach der Pressung die Basen von zwei aufeinanderstehenden mit den Spitzen sich berührenden vierseitigen Pyramiden, während von den vier freien Würfelflächen sich der theoretische Randwulst gleichfalls in Form von vier ebenso gebildeten und ebenso zueinander orientierten Pyramiden abgelöst hat. Das Resultat ist aber fast genau das gleiche, ob man Granit, Sandstein oder Kalk nimmt, also spielt hierbei nicht die Härte des Gesteins die Hauptrolle, wie DAUBRÉE gemeint hatte. Der Grund, warum die Trennungsflächen unter 45° zur Druckwirkung einsetzen, liegt vielmehr darin, daß die große Reibung an den ebenen Druckplatten der Maschine ein Ausweichen nach der Seite unmöglich macht. Wäre diese Reibung nicht, so würde die Absonderung wegen des durch den Druck verursachten Auseinanderdrängens der Teilchen parallel zur Druckrichtung erfolgen. A. FÖPPL, dem wir diese Aufklärungen verdanken (Abhängigkeit des Bruches von der Art des Spannungszustandes, Mitt. d. Mech.-techn. Labor. Techn. Hochschule München, Bd. 27, 1900), hat dies experimentell nachgewiesen, indem er zwischen die zwei Druckplatten und die Gesteinswürfelflächen Fettsubstanzen oder Wasserkissen anbrachte, um die Reibung möglichst zu vermindern. Jetzt erhielt er genau das gleiche Resultat wie DAUBRÉE (der sich über die Anordnung seines Versuches nicht näher ausspricht) an seinen „harten“ Kalken, nämlich lauter Prismen mit Begrenzungsschichten parallel der Druckrichtung, also orientiert wie Blätter und Deckelklüfte.

Nun gibt es wohl in allen Faltungs- und Bruchgebieten auch diagonale oder spießeckige Brüche; ich selbst habe sie in dieser Arbeit angenommen für die Brüche der versenkten Grabenspangen bei ihrer Längsverkürzung. Sie

¹¹⁾ Die folgenden technischen Angaben stammen von Herrn Geh. Hofrat Prof. Dr. A. FÖPPL, Direktor des mechanisch-technischen Institutes unserer Hochschule. Ihm sowie Herrn Hauptkonservator Prof. SCHMEER sei auch hier der verbindlichste Dank hierfür ausgesprochen.

stellen sich aber nur ein, wie ein weiteres Experiment von DAUBRÉE (bei GURLT S. 246) zeigt, wenn Falten zerreißen, wenn also Faltung möglich war und auch wenigstens in ihren Anfängen schon vorangegangen war, so mit vertikaler Achse der Faltung in den Grabenschollen, mit horizontaler Faltenachse als Anfänge der Faltenüberschiebungen in den Alpen. Aber im großen und ganzen tritt doch, besonders innerhalb des kristallinen Gesteins, diese Art der diagonalen Klüftung sehr zurück gegenüber den echten Längs- und Querbrüchen, und man wird demzufolge, wenn man ein gekreuztes Bruchsystem findet, die Druckrichtung wohl vorwiegend parallel einem Bruchsystem vermuten dürfen. Die kritische Beleuchtung der DAUBRÉESchen Versuche durch A. FÖPPL kann uns darin nur bestärken, denn so gleichmäßig einsetzender Druck und darum so große und gleichmäßige Reibungswiderstände wie bei den ebenen Platten einer Pressungsmaschine werden sich in der Natur wohl selten finden¹²⁾.

Wir kennen aber in Europa außer den rheinischen, zu den Alpen usw. orientierten Süd- und Ost-westbrüchen noch zwei Systeme von parallelen Bruchbündeln, von denen gleichfalls eines auf dem anderen senkrecht steht; wir nennen sie die Nordost- oder variskischen und die Nordwest- oder herzynischen oder auch KARPINSKYschen Linien. Dieses „Guillocché“, das EDUARD SUESS (Entst. d. Alpen, S. 150) zunächst nur in manchen Teilen Böhmens fand, das aber auch schön im Harz und in Thüringen zu konstatieren ist, ist nach ihm das Resultat einer „Kontraktionskraft, welche seit außerordentlich langer Zeit innerhalb sehr ausgedehnter Regionen in ihrer (meridionalen, Verf.) Richtung im wesentlichen dieselbe geblieben ist“. „Das ganze nördlich von den Alpen liegende Land hat weithin ebenfalls den Einfluß der großen seitlichen Kraft erfahren. Ihre Wirkung tritt vom Böhmerwalde bis nach Schottland in bald in NO, bald in NW streichenden Linien hervor.“ SUESS meint hier allerdings in erster Linie die Streichlinien der Gebirge; allein mit diesen laufen jene Bruchlinien so ziemlich parallel.

¹²⁾ Das scheint auch ein Versuch von STAN. MEUNIER (Compt. Rend. 118, 1894, S. 1290) zu beweisen; er übergießt einen gespannten Kautschukstreifen mit Stearin. Mit dem Nachlassen der Spannung zerfiel das Stearin in polyedrische Stücke; zwei Spaltensysteme entstanden durch Zusammenziehung des Kautschuks in der Längsrichtung, eines durch die Ausdehnung in der Richtung der Breite.

Hier also werden so recht im Sinne der falsch verstandenen DAUBRÉESchen Druckexperimente die beiden Kreuzrichtungen der Spalten und Gebirge durch einen einheitlich und diagonal von S kommenden Druck zu deuten versucht. Später hat allerdings SUESS diese Deutung z. T. aufgegeben; im dritten Bande des Antl. der Erde (III, 2, S. 33) analysiert er insbesondere die herzynischen Bruchlinien und hebt hervor, daß sie aus einer gemeinsamen, von der variskischen Faltung unabhängigen, Ursache hervorgegangen seien. Ihre gleiche Richtung, ihr geradliniger Verlauf bis zur Länge von 440 km, ihre fast ausschließliche Überschiebung gegen SW und fernerhin die gekrümmte Einlenkung des Elbbruches in die Fuge bei Brünn werden als besonders bezeichnende Merkmale genannt. Die von manchen Forschern angenommene Verbindung des Elbbruches mit den Brüchen am Nordrande des Harzes wird von SUESS abgelehnt; dafür „liege keine Veranlassung vor“, wohl weil am Harze die Überschiebung umgekehrt gegen NO gerichtet ist und deshalb nicht recht in das gewonnene Schema hineingepaßt hätte. Überhaupt ist nach SUESS (ibid. 723) das Wesen der KARPINSKYschen Linien, denen nach v. KOENEN die herzynischen Brüche entsprechen (ibid. 39), unbekannt.

Nun ist aber gerade der Wechsel im Einfallen nach der hier vertretenen Auffassung am einfachsten durch Horizontal-Verschiebung zu erklären und diese ist gerade am Elbbruch durch SIEGERT (zit. nach ROTHPLETZ, Geol. Probl., S. 103) und BECK (Erzlagerstätten 1901, S. 165) in Form von horizontal gestreiften Rutschflächen unzweifelhaft nachgewiesen; auch der häufige Wechsel des Einfallens läßt sich schon dort finden (ROTHPLETZ, ibid. S. 115) und er läßt sich weiter verfolgen bis an den Nordrand des Harzes mit seinem bisher lediglich als Überschiebung aufgefaßten Einfallen nach SW¹³⁾, während im weiteren Verlauf die Abbruchlinie des Teutoburger Waldes wieder in scheinbarer Überschiebung nach NO einfällt. Und die herzynischen Linien in dieser Gegend sind von VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT (zit. n. STILLE, Tekt. Evol., S. 27) bis nach England verfolgt worden. — Beim bayerischen Pfahl, der gleichfalls nach NW streicht, hat GÜMBEL ein wiederholtes Umschlagen des Fallens von SW nach NO auf kurze Entfernung beob-

¹³⁾ H. SCHRÖDER und besonders H. CLOOS (Geol. Rundsch. VI, 113) wollen neuerdings die Überschiebung des Harzes gegen NO im einzelnen nachweisen.

achtet, und die bei Vilshofen und Straubing konstatierte sogenannte Überschiebung der böhmischen Masse gegen SW über Mesozoikum wird, wie ich im Kinskoferschen Granitbruch konstatieren konnte, bei Deggendorf durch eine Zone unterbrochen, längs welcher die zweifellos exokinetischen Klüfte im Granit mit 45° direkt gegen S einfallen. Aus wohl ähnlichen Erwägungen hat auch schon HERITSCH (Erdbebenwarte IX, 1—12, Laibach) die Linie Regensburg—Passau als Blattbildung senkrecht zur Mürzlinie bezeichnet, ebenso die Sudetenlinie. Die von KRUMBECK neuerdings bei Erzhäuser konstatierte Überschiebung nach SW geht damit parallel (Sitzg.-Ber. phys. med. Soz. Erlangen, 1914, S. 121).

Das sind doch in diesem Zusammenhang Momente, welche kaum mehr eine andere Deutung zulassen, als daß wenigstens ein Teil dieser nach NW streichenden herzynischen Bruchlinien ursprünglich horizontale Verschiebungen von Blattnatur gewesen sind. Übrigens nimmt man schon längst echte Blattverschiebungen in Nordwestrichtung an im Harz und besonders im niederrheinischen Schiefergebirge. Die geologischen Karten von dort erinnern in der scharfkantigen Begrenzung und den seitlichen Verschiebungen der Formationsgebilde direkt an Ruinenmarmor. Aber man hat, soviel ich weiß, bisher diese Blätter nicht mit einem bestimmten Gebirge in Verbindung gebracht, außer höchstens mit der Entstehung der Alpen, was nach meinen obigen Darlegungen nicht mehr angängig sein dürfte.

Sehen wir uns nun nach der Verbreitung dieses Sprungsystems um: Die ganzen armorikanischen Brüche haben das gleiche Streichen und gehören hierher; ferner endigt dieses nach NW orientierte Bruchgebiet, das auch die berühmte DAUBRÉESche Lithoklasengegend in Nordfrankreich in sich schließt, eigentlich nicht in Schonen, wie SUESS meinte; ein Blick auf die geologische Karte lehrt, daß es in Form von Trennungslinien, Brüchen und geradlinigen Flußtälern noch ganz Schweden durchsetzt und auch in Finnland besonders in den Falten der ältesten Formationen, dann in der Anordnung der Seenketten und besonders auch in den Uferkanten des Onega- und Ladoga-sees zu erkennen ist (SUESS III, S. 477).

Damit stehen wir aber fast am Fuße der Überschiebungsüberreste des gewaltigsten europäischen Gebirgssystems, der Kaledoniden, die mit Zentraleuropa tektonisch noch

verknüpft sind durch gleichzeitig gebildete Ausläufer, so in den Massen von Rocroi, Serpont und des Hohen Venn, ferner in Spuren bis nach Thüringen, ins Erzgebirge, die Oberlausitz (PIETZSCH, diese Zeitschr. 1909, S. 79) und bis an die Petschora. Der zu dem Kaledonischen Gebirge ungefähr rechtwinklige Verlauf, die Verbreitung entsprechend der ganzen bekannten Ausdehnung jenes Gebirges, der bisweilen, wie erwähnt, deutlich hervortretende Charakter als Horizontalverschiebung lassen es wohl als sehr plausibel erscheinen, die herzynischen Nordwestlinien wenigstens in ihrer ursprünglichen Anlage als Blätter jener kaledonischen Faltung zu betrachten. Dann sind die seltenen variskischen Brüche und Grabensenkungen aber nichts anderes als die zugehörigen Längsbrüche und Längsgräben.

Es müßten aber diese gekreuzten Bruchsysteme etwa schon seit der Zeit des Unterdevons gebildet worden sein. Nun hat DENCKMANN in der Tat (Arch. f. Lagerstättenforsch., Berlin, 1910, S. 22) im Siegerlande nordwestlich und nordöstlich streichende Brüche aus der Zeit des Mitteldevons nachgewiesen. Ferner (ibid. 1912) wird dort unterschieden eine jungunterdevonische oder altmitteldevonische Faltung in NNO, dann im Mitteldevon Schollenabbrüche nach SSW und W und dann vielleicht noch eine jungkarbonische „präsideritische“ Faltung; jedenfalls aber aus dieser Zeit eine intensive Schieferung, die ostnordöstlich streicht, also ungefähr variskisch.

Da nun die jungkarbonische Faltung, wie die Überschiebungen im nördlichen Kohlengebiet beweisen, aus Druck von S sich herleitete, konnte es wohl nicht ausbleiben, daß sie von diesen präexistierenden Bruchbildungen beeinflusst wurde, denn sonst wäre der Verlauf der erst im Karbon gefalteten Kerne des sogenannten variskischen und armorikanischen Gebirges, soweit wir sie aus den gehobenen Grundgebirgsschollen rekonstruieren können, nicht so stark abweichend von der Ostwestrichtung und nicht nahezu der gleiche wie jene Bruchrichtungen. Man sieht, ich komme auf etwas anderem Wege zu ähnlichen Resultaten, wie M. BERTRAND für Nordfrankreich und Südengland (Bull. soc. géol. France, XX, S. 92 und Compt. Rend. 1892). Und so verlief die Gebirgsbildung von Süd-irland über Südengland bis ins Zentralplateau nach SO, dann über die Rheingebirge, Harz und Erzgebirge nach

NO und von da in abermaliger bajonettartig rechtwinkliger Knickung wieder nach SO. Und daß sogar die tertiäre alpine Faltung noch jene alten Linien benützt hat, lehrt das erst variskisch dann herzynisch streichende Karpathengebirge, dessen Analogie mit dem erzgebirgischen Bogen so oft konstatiert, aber, soviel ich weiß, niemals zu erklären versucht worden ist.

Man wird verschiedenes gegen diese Erklärung einwenden; zunächst, daß keine scharfen winkligen Knickungen da seien, sondern sanfter sich windende Bögen. So hat SUSS entsprechend seiner Vorfaltungstheorie die Bogenform ja immer besonders betont, und wo diese ins Gegenteil umschlug, wo Vereinigung eintrat, von Scharung gesprochen. Ich möchte im Gegenteil den rechtwinklig geknickten Verlauf der Hauptketten betonen und jene Bogenformen und Scharungen für nebensächlich und nur durch das Vorrücken der Faltung gegen außen verursacht halten (vgl. HORN, Geol. Rundsch. V, und LOZINSKI, ebenda, IX); denn wenn der Druck aus S kam, konnte es ja gar nicht anders sein, als daß die nach S vorspringenden rechten Winkel sich zu schließen, die nach N gerichteten sich bogenförmig zu öffnen schienen, und zwar umso mehr, in je höhere Lagen die Faltung hinaufstieg. Ich glaube, solche Abstumpfungen oder Zuschärfungen der Winkel lassen sich bei einiger Aufmerksamkeit öfters bemerken, so die Zuschärfung in den vielen Scharungen der ostasiatischen Bögen, und die Abstumpfung z. B. in der von SUSS betonten, merkwürdigerweise für etwas besonders Charakteristisches gehaltenen, Ablenkung der Brüche und des Gebirgsstreichens des Elbbruchs zu der Brünner Fuge; höchstwahrscheinlich gehört hierher auch der kalabrische Bogen, der den spitzen Winkel zwischen dem nach SO gerichteten Appennin und der ost-west streichenden afrikanischen Linie in Sizilien abstumpft.

Ein anderer Einwand heißt: Die Brüche sind unter sich von ungleichem Alter, die nordöstlich streichenden älter als die nordwestlich streichenden und beide Bruchsysteme wenigstens im allgemeinen viel jünger als unterdevonischen Alters. Darauf wäre zu erwidern, daß gar nicht angezweifelt werden soll, daß viele dieser Brüche erst zur Karbonzeit oder sogar im Tertiär entstanden sind, aber die oben zusammengestellten Momente zielen doch wohl auf einen so nahen genetischen Zusammenhang mit dem kaledonischen Gebirge hin, daß wenigstens die ur-

sprüngliche Anlage der genannten Bruchsysteme auf jene Zeit zurückzudatieren ist. Haben wir doch auch, wie oben erwähnt wurde, einzelne Anzeichen, daß die allgemein für tertiär gehaltenen rheinischen Linien in ihrer Entstehungszeit bis ins Karbon zurückreichen. Übrigens ist ja bekanntlich das Alter der Bruchlinien niemals genau festzustellen: im Grundgebirge weiß man nie, wie jung sie sind, und im Sedimentargebirge weiß man niemals sicher zu sagen, wie alt sie sind, weil ja bekanntlich uralte Brüche, die zunächst von Sedimenten ungestört überlagert wurden, infolge tektonischer Bewegungen wieder aufleben, d. h. auch ihre bis dahin ungestört gebliebene Decke zu einem Zerreißen in entsprechenden Linien bringen können. Interessant in dieser Beziehung ist, daß nach LEPsius (Geol. von Deutschland II, 2, S. 439 und 451) die Triasdecke im Gebiet zwischen der unzweifelhaft zusammengehörigen nordöstlich streichenden tektonischen Serizitschieferzone des Taunus und der Quarz-Albit-Trümer am Kyffhäuser und Harz ungestört hinwegzieht über die sicher in der Tiefe vorhandene herzynische Linie Kassel—Warburg. Und trotzdem gelten ganz allgemein die herzynischen Brüche, wie besonders ihr relatives Alter im Harz beweise, als jünger als die variskisch streichenden. Auch WUNSTORF (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 62, Mon.-Ber. S. 415) teilt aber bereits den nordwestlich streichenden Bruchlinien ein sehr hohes, mindestens jungkarbonisches Alter zu.

Mit letzterem Hinweis ist auch wohl ein anderes Gegenargument, das man noch etwa vorbringen könnte, erledigt, nämlich, daß heutzutage die variskischen und herzynisch verlaufenden Gebirgsteile durch jene nordöstlich und nordwestlich streichenden Brüche nicht parallel, sondern merklich schief abgeschnitten werden. Wenn sich Schollen aneinander bewegen, kann z. B. die höherliegende ihre Falten über die tiefere schief hinüberlegen, zumal wenn horizontale Bewegungen an den Bruchlinien mithelfen, weil der eigentliche Druck schief aus Süden kam. Die später wieder auflebende und dann alle die gestörten und ungestörten überlagernden Sedimente durchbrechende Spalte wird dann am stehenbleibenden oder gehobenen Horst die Faltung schief schneiden müssen. Man denke hier etwa auch an PHILIPPIS Diagonalverschiebung (diese Zeitschr., 1894, S. 329). Wir sehen ja die gleiche Erscheinung an der dalmatinischen Küste, an der Coast-Range von Nordamerika, wo die Falten sich etwas schief

gegen das Meer hinausziehen, noch ausgeprägter am Austritt der Appalachien gegen den Atlantik. —

Aus jenem Beherrschtwerden der nachträglichen Faltung durch vorher existierende Bruchsysteme als *loci minoris resistentiae* verstehen wir nun auch, warum die von VAN WERWEKE unterschiedenen zwei Gewölbe am Rheingraben nicht wie die Alpen ostwestlich, sondern variskisch nach NO verlaufen, und warum auch der Rheingraben selbst etwas in diese Richtung, wo die zur Grabenbildung zwar nicht nötige, aber förderliche größte Gewölbespannung herrschte, abgelenkt wurde, worauf O. REIS (a. a. O., S. 253) hingewiesen hat; und es leuchtet ein, warum die den zentralen Alpen nördlich vorgelagerte Vortiefe nach N dreieckig begrenzt ist: Juraabfall bis Regensburg einerseits, Linie Passau-Regensburg andererseits. Die alten Bruchlinien waren eben maßgebend für die Begrenzung des Niederbruchs des vinde-lizischen Gebirges, genau so, wie auch eine gelötete und daher wieder in festen Zusammenhang gebrachte Platte sich nicht in Falten legen lassen würde, ohne zuvor an den alten Schwächestellen zu brechen.

So kommen wir, allerdings nur in gewissem Sinn, auf Ansichten, wie sie seinerzeit LORY (1866), ÉBRAY und MAGNAN (1874) bewegten. Nicht etwa, daß lokale Senkungen ausschließlich die Ursache der Aufbiegung von Rändern sind, sondern daß infolge eines von weither geleiteten tangentialen Drucks die präexistierenden Spalten nebst den dadurch nach oben oder unten verursachten Stauchungen an ihren Rändern eine Hauptursache, wenn nicht für die Entstehung, so doch für die Orientierung von Faltengebirgen abgeben, ein Gedanke, der sich besonders für das Vorgelände der Kaledoniden sehr leicht aufdrängt.

Belege dafür mögen in folgendem zusammengestellt sein. H. QUIRING (Zeitschr. für prakt. Geol., 1912, S. 70) weist meiner Ansicht nach mit Recht darauf hin, daß die herzynisch streichenden Grenzblätter am Thuner See meist vor der eigentlichen Faltung, niemals nach derselben entstanden sein können, also als *præcedente*, nicht, wie allerdings viele andere Blätter, als gleichzeitige oder *posthume*. Nach H. CLOOS (N. Jahrb., Beil.-Bd. 30, S. 211) hat der Baseler Tafeljura zwei Horste und zwei Gräben, alle mit S—N-Streichen. Diese Tafelbrüche sind oligocänen Alters, die Kettenaufstauchung des

Faltenjura erfolgte aber erst im jüngeren Tertiär. Dabei sind auch noch viele Grabenschollen sattelförmig gebaut (nach v. HÜENE, ebenda, S. 215). Allerdings meint CLOOS, daß jene meridionalen Spalten nur mit der Rheintalsenkung zusammenhängen; gegen ihre Zusammenziehung mit der Jurafaltung spreche ihr höheres Alter. Immerhin sind sie präexistierend gewesen und die Graben- und Horstbildung hat sich ihnen angepaßt. E. GRAHMANN (diese Zeitschr. 1918, Mon.-Ber. S. 64) hat erkannt, daß im Jura des Pfirt der größte Teil der Brüche älter ist als die Faltung. Nach BUXTORF (Ber. Oberrhein. Geol. Verein., 1907) und anderen sind die Jurafalten zwischen den Randbrüchen des Rheingrabens dort, wo das Widerlager des Schwarzwaldes fehlte, etwas gegen die rheinische Tiefebene vorgequollen, also müssen jene Randbrüche schon früher bestanden und bestimmend eingewirkt haben. Es ist hier auch zu erinnern, daß längs der Blattverwerfung, welche im Faltenjura vom Lac du Joux über Hôpitaux nach Pontarlier zieht, kurze von S nach N streichende und dort schwächer werdende Ketten auftreten, von welchen JACCARD im Jahre 1869 im Zweifel blieb, ob sie als selbständige Glieder oder nur als Ablenkungen der westlich von der Störung liegenden Falten anzusehen seien. SUSS (Antl. I, S. 154) möchte für die zweite Deutung eintreten und die inneren Falten des Jura quer auf das Streichen geschleppt ansehen; ich glaube, daß mehr die Selbständigkeit zu betonen ist. Darin bestärkt mich die Bemerkung BLANCKENHORNS (s. das., S. 56 und 57), daß im Gebiet des syrischen Grabens an einigen Stellen vertikale (oder horizontale? Verf.) Bewegung richtige Faltungen hervorgebracht hat, so im nördlichen Libanon und Antilibanon und in den Ketten von Palmyra. Allerdings meint BLANCKENHORN, hier hätten andere, von ihm nicht weiter genannte, Ursachen der Gebirgsbildung mitgewirkt und die Verhältnisse kompliziert. Doch dürfte nicht nötig sein, das anzunehmen; die horizontale Bewegung kann, natürlich vor der eigentlichen Grabenbildung, sehr gut von einer starken seitlichen Pressung begleitet oder gefolgt gewesen sein. In diese Beziehung sind wohl auch andere nordsüdlich streichende Ketten aus dem syrischen Grabengebiet zu bringen, so z. B. das Kurdengebirge, ebenso nach SCHAFER mehrere Züge von Marmor, hornsteinführende Mergeln und pflanzenführenden Schichten besonders auch am Schloßberg von Siss (SUSS, III, S. 404). Alle diese streichen nach N, während die Ketten des nahegelegenen eigentlichen Taurusgebirges

gleich nördlich von Marasch von O nach W gehen. Ferner sei bezüglich der Abhängigkeit der Faltungen von Brüchen verwiesen auf den Pays de Bray, wo offensichtlich eine, und zwar wahrscheinlich horizontale, Bewegung längs einer Kluft nachträglich einsetzte und eine Aufwölbung zur Folge hatte. Dann schreibt E. ZIMMERMANN (diese Zeitschr., 1914, Mon.-Ber. S. 365), daß im thüringischen Schollengebirge, wo man kaum auf große Entfernungen eine schwache Wölbung erblicken könne, alle Bilder kräftiger Faltung sich auf die bei den Auf- und Abwärtsbewegungen sich quetschenden Ränder beschränkt; daher auch die bei Stadtilm und anderswo aufgepreßten Rücken von „eruptivem“ Röt. Ferner könnte man vielleicht ganz gut den Versuch unternehmen, die eigentümliche Kulissenfaltung in den nördlichen Rocky Mountains auf reibende Bewegung längs präexistierender Längsbrüche zurückzuführen, und die hohen westlichen Ghats in Ostindien mit ihren gegen das Meer gerichteten, steilen Bruchrändern sind möglicherweise auch als ein derartiges Beispiel zu betrachten (SUSS, Entst. d. Alp., S. 125). Ich möchte nicht verhehlen, daß ich in diesen Gedanken auch eine Möglichkeit erblicke, den Gegensatz zwischen STILLE und FRECH in der Auffassung der mesozoischen Faltenbildung Nordwestdeutschlands auszugleichen. —

Nun sollen nach E. SUSS (Antl. III, 2, S. 39) diese herzynischen Linien mit den variskischen und rheinischen gemeinsam haben, daß nie eine Spur in das Gebiet der Alpen verfolgt werden konnte.

Für die meridionalen rheinischen Brüche ist diese Anschauung nach meinen obigen Ausführungen wohl unwahrscheinlich geworden. Daß andernteils das rheinische Bruchsystem nach einer kurzen variskischen Ablenkung im Bereiche des nördlichen Kettenjura (E. GRAHMANN, a. a. O. S. 90) in die Rhonetalbrüche seitlich von den Alpen fortsetzt, hat seinerzeit schon v. KOENEN wahrscheinlich gemacht. Auf präexistierende variskische Brüche weisen die seismische Mürzlinie, ferner in Ungarn der Bakonyer Wald. Herzynisch sind der Bodensee—Bonndorfer Graben, der nach DEECKE (diese Zeitschr., 1907, Mon.-Ber. S. 44) bis in die Freiburger Bucht vordringt, und die Blätter am Thuner See. Ferner sind die Spuren variskischer und herzynischer Bruchlinien, auf welchen später ein Hervortreten von Horsten erfolgte, meiner Ansicht nach besonders in den Westalpen noch viel zahlreicher. Nach E. ARGAND (a. a. O.) und A. HEIM (Geol. d. Schweiz, II, S. 6) bilden die autochthonen kristallinen Zentral-

massive der Westalpen vom Aaremassiv und Gotthard über die Aiguilles-Rouges und Montblanc, dann weiter über die Belledonne, Pelvoux zum Mercantour einen bogenförmigen Grundriß, ein „hemicycle“. Wer aber unbefangen die geologische Karte betrachtet, erkennt unzweifelhaft zwischen Belledonne und Pelvoux einen scharfen rechtwinkligen Knick; von da aus geht die Richtung einesteils bis zum Aaremassiv variskisch, mit nur ganz schwacher Krümmung, andernteils zum Mercantour herzynisch gegen SW. Es wiederholt sich in paralleler Verschiebung und im großen Maßstabe das Bild der Gegend von Wunsiedel im Fichtelgebirge, wo ebenfalls in rechtwinkligem Knicke am Ochsenkopf das erzgebirgische mit dem herzynischen Streichen sich quert, und gerade wie im Fichtelgebirge, so dort am Pelvoux ergab die Kreuzung Gelegenheit zu ergiebigem Aufdringen von Tiefengesteinen.

Auch über die Alpen weithinaus finden sich Linien und Brüche von herzynischem Streichen, die man wohl auf die mitteleuropäischen wird beziehen dürfen. Zunächst der Verlauf des Appennin mit seinen Serpentinmassen und des adriatischen Bruchgebietes, der Dinariden von der dalmatinischen Küste bis hinüber zur Ostküste von Griechenland, wo auf Euböa die Falten durch Nordwestbrüche fast senkrecht abgeschnitten werden, ja man kann dies System von Linien wahrscheinlich verlängern bis zu den Gräben des Roten Meeres und des Wadi Sirhan (vgl. auch DEECKE, Neues Jahrb., 1908, I und WINTERFELD, Neues Jahrb., Beil.-Bd. 33, 1912, S. 5, 6, 9).

Freilich erscheint die Erstreckung derartiger Blätter, die zur kaledonischen Faltung gehören sollen, sehr groß, aber das Faltungsgebiet selbst war auch sehr ausgedehnt und darum die Kräfte, die hier tätig waren, jedenfalls sehr intensiv.

Wer übrigens an der großen Ausdehnung Anstoß nimmt, sei erinnert an MARCEL BERTRANDS kühne Konstruktion (Bull. soc. géol. France, 1887, S. 423) einer Brücke von dem armorikanischen Gebirge über den Atlantik hinüber zu den Appalachen, oder mit WINTERFELD an die hunderte von Kilometer langen radialen Streifensysteme auf dem Monde, die doch kaum anders denn als Risse zu deuten sind.

VI. Schluß.

Es wurde in dieser Arbeit ausgegangen von der Existenz eines tangentialen Gewölbedruckes innerhalb der starren Erd-

kruste. Diese Annahme wird freilich in letzter Zeit stark bestritten (Zusammenstellung bei ANDRÉE, Bedingungen der Gebirgsbildung 1914). Es wird dagegen geltend gemacht, die äußere Kruste laste viel mehr auf ihrer Unterlage, als daß das Gewölbe sich selber trage; schon die geringe Gesteinsfestigkeit gestatte nicht, auf größere Entfernungen tangential sich fortpflanzenden Druck anzunehmen, und es wird demnach für orogenetische und epirogenetische Vorgänge wesentlich eine Plastizität des magmatischen Untergrundes und als Folge davon Isostasie und Unterströmung herangezogen.

Meine Ausführungen nun dürften doch wohl bezeugen, daß unter jener neuerdings verpönten Annahme eines tangentialen Gewölbedruckes auch ein bisher sehr umstrittenes Problem, die Grabenbildung, sich in befriedigenderer Weise lösen läßt als früher. Und die aus ihr möglichen Konsequenzen sichern bekanntlich umgekehrt wieder einer Arbeitshypothese einen erhöhten Wert zu. Damit soll aber gegen die Mitwirkung von isostatischen und magmatischen Bewegungen in größeren Tiefen gar nichts eingewendet werden; im Gegenteil, sie sind es sicher, welche indirekt zu manchen Krustenbewegungen führen. Schon das säkulare Untertauchen (und Wiederhochkommen?) der europäischen Mittelgebirgsgegenden ist wohl zu einem Teile auf radialwirkende Vorgänge der Tiefe zurückzuführen. Nur werden dann in den höheren Lagen der starren Kruste immer wieder die radialen Bewegungsmomente mehr oder minder in tangentialen sich umsetzen, wenigstens solange man annimmt, daß die starre Kruste rings um den Erdball vollständig geschlossen sei.

Und so werden besonders die meist persistierenden großen Geosynklinalen direkte Wirkung magmatischer Vorgänge und Umsetzungen sein, aber sofort mit ihrem Absinken muß ein Hinströmen gegen die geschwächte Gewölbeartie einsetzen, um den Defekt in der Gewölbspansung wieder auszugleichen. Daher wäre es besser, bei den einseitigen Faltengebirgen von einem Schube der starren Rinde gegen und unter sie zu sprechen, als z. B. in den Alpen von einem Schub S—N, nur weil die oberflächlichen Falten und Decken auf diese Richtung hinzuweisen scheinen.

Wenn nun, wie ich meine, die Brüche der Erdkruste sich über so beträchtlich große Entfernungen fortsetzen können, aber, wie Kaledoniden und Alpen zeigen, doch etwa nur $1\frac{1}{2}$ bis 2 mal soweit, als das Faltengebirge lang ist, so

müssen sie auch entsprechend tief in die Erdkruste eingreifen, und hier soll ihnen wohl, wie A. HEIM ähnlich für die Alpen annimmt, die Plastizität hinderlich sein. Entscheiden kann diese Frage nur das Experiment; die Versuche von FR. ADAMS bezeugen aber, daß wenigstens in 20 km Tiefe von einer Plastizität noch nicht die Rede sein kann. Allerdings kann durch Wärme der Eintritt der Plastizität bedeutend beschleunigt werden (Literatur bei A. HEIM a. a. O., II, S. 119); aber dann müßte die Erscheinung der Umformung durch Plastizität und Dislocationsmetamorphose von größeren Tiefen an allgemein sein. Dem widersprechen aber die Befunde in dem großen Überschiebungsgebiete in Skandinavien. Hier sind hochveränderte Gesteine über normale paläozoische Sedimente überschoben (SUESS, *Atl.*, III, S. 488) und A. G. HÖGBOM (*Fennoskandia*, *Handb. reg. Geol.*, IV, 3, S. 68).

Das ist doch ein eklatanter Beweis dafür, daß die relative Tieferlagerung und sogar oft die Reibungswärme bei der Überschiebung der fremden Schollen nicht genügen, die Unterlage plastisch zu gestalten. Es ist also kein Grund vorhanden, deswegen, weil innerhalb mächtiger Schubmassen Plastizität nachgewiesen ist, diese Eigenschaft nun auf der ganzen Erdrinde in geringer Tiefe von 30—50 km schon anzunehmen. Trägt doch das Gewölbe durch den tangentialen seitlichen Druck wenigstens bis zu einem gewissen Grade sich selbst, während die Schollen der Überschiebungen, aus dem allgemeinen tangentialen Gewölbedruck herausgerissen, bloß auf ihrer Unterlage lasten.

Und so wird man die lokale Plastizität in oberen Teufen scharf trennen dürfen von der allgemeinen Plastizität der Erde, welche, nach TAMMANN'S Versuchen und Wahrscheinlichkeitsschlüssen, die neuerdings auch seismologisch gestützt werden, erst in etwa 150—300 km Tiefe beginnt. Dann aber dürfte die LOSSENSche Friktionswärme doch eine wesentlich wichtigere Rolle spielen, als A. HEIM ihr zuzuteilen geneigt ist.

[Manuskript eingegangen im April 1920.]

7. Die Bildung des Schmirgels betrachtet an einem Vorkommen von Korundfels in Uruguay¹⁾.

Von Herrn KARL WALTHER in Montevideo.

(Hierzu Tafel VIII—X und 4 Textfiguren.)

I n h a l t.	Seite
Einleitung	294
I. Die Korundvorkommen am Cerro Redondo bei Minas (Uruguay)	297
1. Lage der Fundpunkte und Grundzüge des geologischen Baues der weiteren Umgebung	297
2. Geologische Beobachtungen am Cerro Redondo und in dessen Umgebung	300
a) Das größere westliche Vorkommen	300
b) Das kleinere östliche Vorkommen	306
3. Mikroskopische und chemische Untersuchung der Gesteine	307
a) Phyllit	307
b) Kordieritschieferhornfels	309
c) Kordieritschieferhornfels-Breccie	312
d) Korundfels	312
e) Kayserit, ein neues Mineral	316
f) Verkieselter Phyllit	319
g) Kaliglimmer	321
h) Grünsteinartiges lamprophyrisches Ganggestein	322
II. Die Entstehung des uruguayischen Vorkommens	323
1. Korund als magmatische Ausscheidung	323
2. Entstehung durch Dynamo- und Regionalmetamorphose	323
3. Kontakt- bzw. pneumatokontaktmetamorphe Ent- stehung	324
III. Die Bildung von Korundgesteinen in kristallinen Schiefern sedimentären Ursprungs	329

¹⁾ Die Arbeit sollte schon im Jahre 1915 veröffentlicht werden als Beitrag zu einer Festschrift für EM. KAISER. Herrn R. BÄRTLING sage ich für seine freundliche Hilfe beim Lesen der Korrekturen den besten Dank.

Schriften zum Gegenstand.

1. DITTLER, E. und DOELTER, C., Zur Nomenklatur der Ton-
erdehydrate. — Zentralbl. f. M. G. u. P. 1912, S. 105.
- 1a. Doss, B., Eine neue Wolframerzlagerstätte i. sächs. Vogt-
lande. — Zeitschr. f. prakt. Geol. 23, 1915, S. 138.

2. GENTH, F. A., Corundum, its alterations and associated Minerals. — Am. Phil. Soc. 19. Sept. 1873, S. 361.
3. HOERNER, Th. v., Üb. d. Axinitvorkommen v. Thum in Sa. u. d. Beding. d. Axinitbildg. überhaupt. — Dies. Zeitschrift 62, 1910, S. 1.
4. HUSSAK, E., Contribuições Mineral. e Petrograph. — Bol. da Comm. geogr. e geol. do Est. de S. Paulo 7, S. Paulo 1890.
5. KILLIG, FR., Das Korund- und Paragonitvorkommen am Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen. — Inaug.-Diss. Greifswald 1907.
6. — Über eine Umwandlung von Phyllit in ein dichtes Paragonitgestein von der Korundlagerstätte am Ochsenkopf in Sachsen. — Zentralbl. f. M. G. u. Pal. 1913, S. 203.
7. KIŠPATIĆ, M., Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung. — N. Jb. f. M. G. u. Pal. B.-B. 34, 1912, S. 513.
- 7a. KLEMM, G., Die korundf. Hornfelse u. d. Schmirgelgesteine v. Laudenu u. Kl.-Gumpen b. Reichelsheim i. Odenw. u. ihre Nebengest. — Notizbl. Ver. f. Erdk. usw. für 1915. Darmstadt 1916, 23—41²).
8. KRAEMER, R., Kleinasiatische Smirgelvorkommnisse. — Inaug.-Diss. Leipzig 1907.
9. LACHMANN, R., Neue Ostungar. Bauxitkörper und Bauxitbildg. überhaupt. — Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 353.
10. LIEBRICH, A., Bauxit. — Ber. d. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 28, 1892, S. 57.
11. — Bauxit und Schmirgel. — Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 275.
12. — Über die Bildung von Bauxit und verwandten Min. — Ebenda 1897, S. 212.
13. LOTTI, E., Ostungarische und italienische Bauxite. — Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 501.
14. MAIER, W., Die Kontaktzone des Mt. Tibidabo bei Barcelona. — Ber. Naturf. Gesellsch. Freiburg i. Br. 17, 1908, S. 61.
15. — Berichtigung über die korundhaltigen Hornfelse der Kontaktzone des Mt. Tibidabo. — Zentralbl. f. M. G. u. P. 1913, S. 26.
16. MEAD, W. J., Occurrence and Origin of the bauxite deposits of Arkansas. — Economic Geology X, 1915, S. 28.
17. MEIGEN, W., Laterit. — Geol. Rdsch. 2, 1911, S. 197.
18. MOROZEWICZ, J., Experimentelle Untersuchungen über die Bildung der Minerale im Magma. — TSCHERMAKS Min. Petr. Mtt. 18, 1898, S. 1—90; 105—240.
19. PAPAVASILIOU, S. A., Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des krist. Grundgebirges der Kykladen. — Diese Zeitsch. 61, 1909, S. 134.
20. — Die Schmirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Irakliä und Sikonos. — Ebenda 65, 1913, S. 1.
21. PAULS, O., Die Aluminiumerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. — Zeitschr. f. prakt. Geol. 21, 1913, S. 521.

²⁾ Nachtrag während des Druckes dem N. Jb. f. M. G. u. Pal. 1916/II S. 292 entnommen.

- 21a. PHILIPPSON, A., Kleinasien. — Hdb. reg. Geol. V, 2, 1918.
- 21b. RASSER, E. O., Schmirgel und sein Vorkommen. — Der Geologe (M. Weg) Nr. 28, Febr. 1921, S. 521.
22. Schwarzenberg - Aue, Blatt 137 der geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen. 2. Aufl. nachgesehen von R. BECK 1896.
23. TUĆAN, Fr. — Terra rossa, deren Natur und Entstehung. — N. Jb. f. M. G. u. Pal. B.-B. 34, 1912, S. 401.
24. WALTHER, K., El yacimiento de piedra de corindon del C. Redondo y el origen del esmeril. — Revista Instit. de Agronom. Serie II, 1 u. 2, Montevideo 1918.
25. — Lineas fundamentales de la estructura geol. de la Rep. O. del Uruguay. — Revista Inst. Agronom. Serie II, 3, 1918; Montevideo 1919.
26. — Üb. d. gegenwärt. Stand d. geol. Erforschung d. Rep. Uruguay. — Zeitschr. Deutsch. Wiss. Ver. z. Kultur- u. Landesk. Argent., V, Buenos Aires und Berlin 1919.
- 26a. WATERKAMP, M., Diaspor aus dem Siebengebirge und von der Insel Naxos. — Centralbl. f. M. G. P. 1916, S. 522.
27. WILLMANN, K., Zur Petrographie von Uruguay. — Inaug.-Diss. München 1915.

Einleitung.

In den beiden letzten Jahrzehnten erschienen einige Arbeiten, die sich mit der Entstehung des Schmirgels befassen. Es sind dies die Schriften von R. KRAEMER, „Kleinasiatische Smirgelvorkommnisse“ (8) und von FR. KILLIG, „Das Korund- und Paragonitvorkommen am Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen“ (5 und 6), sowie die sehr gründliche Arbeit von S. A. PAPAVALIOU, „Die Schmirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Trakliá und Síkonos“ (20), eine Fortsetzung der früheren Arbeiten des Verfassers „Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des kristallinen Grundgebirges der Kykladen“ (19). In diesen Arbeiten spiegelt sich die Unsicherheit wider, die zurzeit noch hinsichtlich der Ansichten über die Entstehung des genannten Gesteins herrscht. Während die beiden erstgenannten Verfasser auf dem Standpunkt stehen, den u. a. die Lehrbücher von H. ROSENBUSCH und U. GRUBENMANN vertreten, wonach der Schmirgel als ein Produkt der Regional- bzw. Kontaktmetamorphose tonerdereicher Sedimente von hier und da bauxitischer oder lateritischer Natur sich gebildet haben, weist der griechische Verfasser in Anlehnung an E. WEINSCHENK (Gesteinsb. Min., 2. Aufl., 1907, S. 101) diese Auffassung zurück und behauptet statt dessen, daß die als Lagergänge erkannten naxischen Schmirgelvorkommen metasomatische Erzeugnisse seien, bei denen nachvulkanische Entsendungen, reich an Al und Fe, viel-

leicht als Fluorüre, „umsetzend auf die Kalke der Schichtfolge, in welcher der Granit einsetzt, eingewirkt haben. So entstanden Karbonate von Al und Fe, die bald in Oxyde übergingen, um schließlich bei den herrschenden metamorphen Bedingungen in der ganzen Schichtfolge die jetzige Schmirgelform anzunehmen“ (20, S. 122). Hiervon wird weiter unten die Rede sein.

Die Auffassung, daß der Schmirgel aus der Umwandlung des Bauxits entstanden sei, liegt sehr nahe, unterscheidet ja doch die beiden Mineralien in ihrer Zusammensetzung wesentlich nur das Fehlen oder das Vorhandensein des Wassers. Daß bei Anwendung großen Druckes und hoher Temperatur Bauxit künstlich in Korund übergeführt werden kann, hat sich, wie R. KRAEMER erwähnt (8, S. 52), durch Versuche ergeben. Zugunsten der Bauxitheorie — wie sie kurz genannt sei — mag auch zugegeben werden, daß bauxitische Auslaugungsrückstände von Kalken durchaus nicht eine im Gegensatz zu den naxischen Lagergängen so sehr unregelmäßige Gestalt besitzen, wie aus dem Vergleich der Profile Abb. 3 und Abb. 8 in 21 und Abb. 134 in 13 mit Profilen von S. A. PAPAVALIOU (20, Abb. 24 und 25) hervorgeht. Des weiteren muß man gestehen, daß die Lagergänge bei dem letztgenannten Verfasser (20, Abb. 1, 2, 4 und 9) trotz vereinzelter Auftretens von durchgreifender Lagerung recht den Eindruck von sedimentogenen Einlagerungen machen. Und zwar muß ihre Umwandlung ohne Zufuhr fremder Stoffe erfolgt sein, da PAPAVALIOU (20, S. 116) selbst erwähnt, daß weder der Granit, der angebliche Herd der umwandelnden gasförmigen Stoffe, noch dessen pegmatitische Apophysen Korund noch Magnetit (? Wa.) führen. Es muß schließlich trotz der bei PAPAVALIOU namhaft gemachten Vorkommen magmatisch ausgeschiedener Korundsubstanz aus Al_2O_3 -übersättigten Alumosilikatmagmen (18, S. 83) bezweifelt werden, ob damit auch „die Möglichkeit von größerer Al-Zufuhr in Dampfform gegeben“ ist. Es bleibt also unwahrscheinlich, ob in der Natur gasförmige Entsendungen von Al-Chlorid — denn um diese Verbindung kann es sich nur handeln — in derartigen Umfang vorkamen³⁾, um Anlaß zur Bildung der mächtigen naxischen Gesteine zu geben. Auch kann die Metamorphose nicht in dem Sinn verlaufen haben, wie PAPAVALIOU angibt, da ein anfänglich gebildetes Al-Karbonat bekanntlich

³⁾ F. v. WOLFF, Der Vulkanismus I, S. 105.

sofort zerfällt und da durch Einwirkung von gasförmigem AlCl_3 auf massigen Kalkstein sicher nichts Nennenswertes, beim Zusammentreffen des heißen Sublimationsprodukts mit Wasser aber unmittelbar Tonerde entstehen würde⁴⁾.

In der gleichen als Sublimation zu bezeichnenden Weise erklärt sich meiner Meinung nach das Vorkommen des zweitwichtigen Schmirgelbestandteils, des Hämatits und des Magnetits (vgl. 3, S. 25).

Der Grundgedanke PAPAVALIOU über die Bildung des Naxoschmirgels ist richtig, wie denn auch A. GRUBEMANN der Annahme eines pneumatolytischen Ursprungs des Gesteins „viel Wahrscheinlichkeit“ zuschreibt⁵⁾.

Nach dem eben genannten Forscher befinden sich die bekanntesten Schmirgellager teils in der mittleren Zone regionalmetamorpher Umwandlung (Náxos, Samos, Kleinasien), teils sind es sog. Epi-Aluminiumoxydgesteine (Chester in Massachusetts und Ochsenkopf im Erzgebirge). Lassen wir die Mesogesteine, von denen weiter unten die Rede sein soll, und ebenso das nordamerikanische Vorkommen, weil nach PRATT⁶⁾ eruptiven Ursprungs, beiseite, so bleiben die Einlagerungen der obersten Zone der Metamorphose, deren Natur vorwiegend mechanisch ist, während die chemische Umwandlung wegen der dort herrschenden mäßigen Temperaturen zurücktritt. Es muß deshalb von vornherein stark bezweifelt werden, ob hier die Bildung von Korund möglich ist, sei es aus Bauxit oder ähnlichen Gebilden, sei es, nach FR. KILLING, „aus einem besonders tonerdereichen Sediment gleichzeitig mit dem (den Korund einschließenden) Phyllit“ (5, S. 64).

Es fällt beim Betrachten der eben genannten Arbeit und des Blattes Schwarzenberg-Aue (22) schwer, sich vorzustellen, daß der Korund vom Ochsenkopf ein

⁴⁾ An eine hydrolytische Spaltung des CaCO_3 (wie bei der bekannten Reaktion zwischen AlCl_3 -Lösung und Kalkspatpulver) ist hier nicht zu denken. — DAUBRÉE berichtet über Darstellung von Korund durch Einwirkung von dampfförmigem AlCl_3 auf glühenden Kalk. Seine Methode „blieb bei FOUQUÉ und LEVY unerwähnt“ (C. HINTZE, Handb. d. Min. I, S. 1777, Fußnote 2). Ob Aluminium-Kalziumkarbonate bestehen, entsprechend den wohl nicht sicher verbürgten Aluminium-Alkalikarbonaten — wie $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{CO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O}$ — die nach LÖWIG durch Einwirken von Kohlendioxyd auf Alkalibikarbonat unter Zufügung von Alkalialuminat erhalten werden, vermag ich nicht zu sagen.

⁵⁾ Die kristallinen Schiefer, 2. Aufl. 1910, S. 284.

⁶⁾ Angeführt nach S. A. PAPAVALIOU 20, S. 94 und 120.

regionalmetamorph ohne Zutun vulkanischen Einflusses entstandenes Gebilde sei, wenngleich sowohl nach der Karte als auch nach den Worten FR. KILLIGS (5, S. 49) die Örtlichkeit nicht mehr dem Kontakthofe des Eibenstocker Massivs angehört.

Nun soll aber nach FR. KILLIG der den Korund begleitende Paragonit aus dem normalen Phyllit unter der Einwirkung natronhaltiger Lösungen, vermutlich thermaler Natur, hervorgegangen sein, und sich unabhängig vom Korund gebildet haben. Dem widerspricht die an anderer Stelle (5, S. 48) gemachte vorsichtige Bemerkung, wonach „es nicht ausgeschlossen sein dürfte, daß der Korund nicht ausschließlich im Paragonit, sondern auch im Phyllit vorkommt“. Auch das Profil in 5, S. 51 spricht dafür, daß das Auftreten des Korunds an das des Paragonits gebunden ist, zwar nicht in der Weise, daß dieser aus jenem hervorgegangen ist, sondern daß — damit kommen wir zu dem Grundgedanken dieser Arbeit — der Korund durch dieselben Kräfte wie der Paragonit geschaffen wurde, daß also dieser, wenn nicht das Urgebilde des Korunds, so doch ein bei dessen Bildung entstandenes Mineral ist.

Dieser Gedanke soll weiter unten näher ausgeführt werden.

I. Die Korundvorkommen am Cerro Redondo bei Minas (Uruguay).

1. Lage der Fundpunkte und Grundzüge des geologischen Baues der weiteren Umgebung.

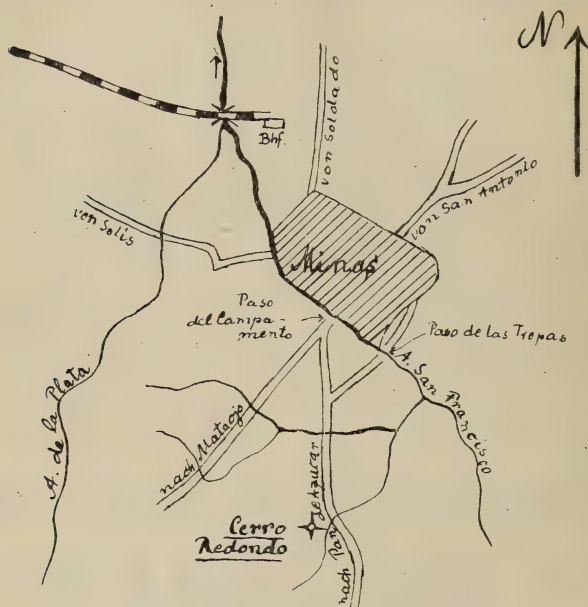
Auf dieses Vorkommen wurde ich aufmerksam gemacht durch einige Stücke der schon mehrfach genannten Flossdorfschen Sammlung, die sich in der hiesigen Landwirtschaftlichen Hochschule befindet. Die Örtlichkeiten liegen⁷⁾ im Departement Minas am Wege nach Pan de Azúcar, vier bis fünf Kilometer⁸⁾ südlich des gleichnamigen Städtchens am linken Ufer des San Francisco und bestehen einerseits westlich der genannten Straße aus einer einzelstehenden durch ihre schroffen Formen auffallenden, aber nicht mehr als 40—50 m über dem genannten Bache aus Lehmen

⁷⁾ Man vergleiche hierzu die Skizze Fig. 1 und die geologische Übersichtskarte der Republik Uruguay in 25.

⁸⁾ Die Grundlagen zu der Skizze sind sehr ungenau.

und Schuttmassen sich erhebenden Höhe (Taf. IX, Fig. 1), anderseits (nordöstlich davon und in geringer Entfernung östlich der Straße) aus einem nur wenige Meter breiten und 40—50 m langen Gesteinskamme, der sich inselartig nicht mehr als 4—5 m aus dem grasbedeckten Kampboden erhebt (Taf. IX, Fig. 2).

Bevor an die Schilderung der Bildungen gegangen werden kann, seien die wichtigsten Linien des geologischen



Maßstab: 1 : 100 000

Fig. 1.

Baues des genannten Departements mitgeteilt. Die Formationen scheiden sich hier wie überall im Lande in drei große Gruppen, das kristalline Grundgebirge, die sog. Gondwana-Schichten („Santa Catharina-Formation“ I. WHITE) und das Neozoikum. Das kristalline Grundgebirge dürfte bis zum Kambrium hinaufreichen.

Zu der an zweiter Stelle genannten permo-mesozoischen Gesteinsgruppe und zwar ihrem hangenden Teil, den São Bento-Schichten, gehören, gewisse z. T. rotgefärbte Sandsteine mit Wellenfurchen und grobe Konglomerate im N des Dep. Minas. Sie werden anderenorts im Lande durchsetzt

und deckenförmig überlagert von basischen Eruptivgesteinen diabasisch-melaphyrischer Art.

Das Neozoikum baut sich in dem in Rede stehenden Gebiete aus Pampaslehmen auf.

Von den eben namhaft gemachten Formationsgruppen beschäftigt uns hier am meisten das kristalline Grundgebirge, so daß etwas näher darauf einzugehen ist.

Die ältesten Bildungen sind sehr mannigfache kristalline Schiefer, unter denen rauhe schmutziggrau und vielfach kohlige Phyllite den ersten Platz einnehmen. Dort, wo sie eine mehr quarzitisches Beschaffenheit zeigen, spalten sie ebenflächig und finden dann praktische Anwendung. In großer Einförmigkeit baut das hier und da in schroffen Formen verwitternde Gestein, daneben auch chloritische und amphibolitische Schiefer, in Wechsellagerung mit marmorartigen Kalken verschiedener Färbung, weite Strecken im O des Landes auf. Der Marmor ist vorwiegend dolomitischer Natur und daher technisch wenig verwendbar; er ist mehrfach durch große Unreinheit infolge Durchwachsung mit verschiedenen Silikaten, in erster Linie der Hornblendegruppe angehörig, gekennzeichnet.

Von weiteren kristallinen Schiefen seien besonders noch Eisenglanzphyllite am obersten Santa Lucia erwähnt.

Wie aus der Umgebung von Montevideo beschrieben und wie auch von C. GUILLEMAIN erwähnt wurde, sind diese kristallinen Schiefer, denen sich gegen die La-Plata-Küste zu noch große Mengen amphibolitischer Gesteine zugesellen, älter als der Granit, das wichtigste und allenthalben stark verbreitete Urbild der alten Eruptivgesteine⁹⁾. Den Untersuchungen von K. WILLMANN zufolge (27) lassen sich unter den Graniten zwei Arten unterscheiden; ein gewöhnlicher quarzreicher Biotitgranit, der Alkalikalkreihe zugehörig, und ein seltenerer Vertreter der atlantischen Familie, gekennzeichnet durch Führung einer arfvedsonitischen auch barkevikitischen Hornblende bei meist niedrigerem Quarzgehalt.

Der in der Umgebung von Minas verbreitete und vielfach abgebaute Hornblendegranit¹⁰⁾ erscheint häufig in der

⁹⁾ In der Gegend von Minas konnte der Beweis für das angegebene Altersverhältnis durch das Auffinden von Phylliten erbracht werden, die sich am Kontakt mit dem Granit in Andalusitfels umgewandelt hatten.

¹⁰⁾ Die Angabe bei K. WILLMANN (27, S. 16) über einen Natrongranit aus der Umgebung von Minas, herrührend, nach dem Etikett, von der „Sierra Penitente nordöstl. von Illescas“

Form von Gneis, dessen Streichrichtung — ebenso wie es an den Biotitgraniten bei Montevideo vielfach zu beobachten — mit derjenigen der kristallinen Schiefer übereinstimmt.

Das Gestein ist reich an gangförmigen aplitischen gleichfalls oft gneisartigen Nachschüben, die oft zu Quarzmassen verarmen. •Ihre Menge ist so bedeutend, daß von ihnen getränkte und später gänzlich verwitterte Phyllite in ein rauhes Haufwerk von Quarzblöcken und -trümmern übergehen. Allein eine Art Schichtung sowie das gelegentliche Auffinden chloritischer Gebilde geben einen Fingerzeig zur Deutung dieser Gesteine. Sie sind gerade im Departement Minas nicht selten und bedingen die Unfruchtbarkeit weiter Strecken.

2. Geologische Beobachtungen am Cerro Redondo¹¹⁾ und in dessen Umgebung.

(Siehe hierzu die Skizze Fig. 2 im Maßstabe 1:3000.)

a) Das größere westliche Vorkommen.

Das Gestein, das die in Rede stehende Anhöhe in ihren tieferen Teilen zusammensetzt, ist ein O—W bis NNO—SSW streichender dunkel gefärbter, bisweilen stark graphitischer phyllitischer Schiefer. Im allgemeinen von mildem tonigen Äußern, nimmt er vereinzelt, so nahe dem Südende des Streifens verkieselten Gesteines, quarzitisches splitterige Beschaffenheit an und ähnelt dann stark Gesteinen aus dem Departement Colonia.

Nur verhältnismäßig selten stellt man an den Phylliten unseres Vorkommens eine ebenflächige Spaltbarkeit und mattes Aussehen der Schieferoberfläche fest; sehr vielfach haben die Gesteine — wobei ihr kohliges Aussehen zurücktritt — eine starke Pressung erlitten, der zufolge sie entweder eine unregelmäßig verquälte Beschaffenheit oder regelmäßige bisweilen sehr schön hervortretende Runzelung

ist irrtümlich. Der genannte Höhenzug befindet sich, wie a. a. O. S. 13 richtig bemerkt, nordöstl. von Minas. Ob der rötliche Granit von Illescas hiermit übereinstimmt, läßt sich nach dem Handstück nicht beurteilen.

¹¹⁾ Die absolute Höhe des Cerro Redondo wurde willkürlich mit 100 m angenommen; erst später hörte ich, daß die Höhe der Bahnstation Minas 119,40 m über dem Spiegel des Rio de La Plata beträgt. Vom Bahnhof aus maß ich 30 m bis zum Gipfel des Cerro Redondo, so daß also seine wahre Höhe 149,40 m ist.

(Richtung ungefähr N—S) angenommen haben. Sie ist als feinste Fältelung mit dem Vergrößerungsglas schon an noch matten kohligen Teilen zu erkennen. Schon hier bemerkt man Anfänge der Erscheinung, welche die stark quer gerunzelten Gesteine auszeichnet, nämlich den bisweilen lebhaft serizitischen Glanz und die größere Festigkeit des Gesteins. Es sind dies jedoch Erscheinungen, die sich in gleicher Weise auch anderwärts zeigen.

Besonders zu erwähnen ist ein kleines Vorkommen anstehenden Gesteins, das fast verdeckt durch herabgerollte

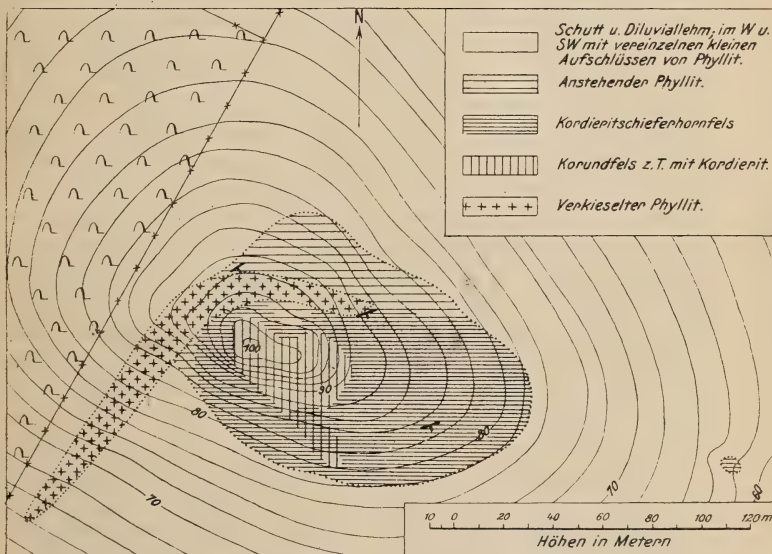


Fig. 2. Der Cerro Redondo bei Minas.

Blöcke sich in dem kleinen Zwickel von Phyllit befindet, der sich am Westabhang der Höhe zwischen den verkieselten Phyllit und den Kordieritschieferhornfels einschiebt. Es handelt sich um ein hellgefärbtes eigentümlich schlackig oder ausgelaugt aussehendes ungeschichtetes Gebilde von geringen spezifischen Gewicht. Mit dem Vergrößerungsglas betrachtet, zeigt sich, daß es durch und durch porös ist und vielerorts einen schwach glasigen Glanz hat. Man möchte an einen gebrannten und verglasten Schiefer denken, eine Vermutung, die, wie unten zu zeigen, durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt wird.

Vereinzelte kleine Aufschlüsse des eben geschilderten Phyllits finden sich auch in der kleinen nach O durch einen Zaun begrenzten Anpflanzung von Eukalypten (s. Taf. VIII, Fig. 1) am Westrande und in der Südwestecke des Blattes. Zum größten Teile sind die Hänge der Anhöhe von großen Massen Schutt bedeckt, in erster Linie von dem später zu schildernden massigen Gesteine des Gipfels herrührend, das in bis über kubikmetergroßen Blöcken herabgestürzt ist und Aufschlüsse anstehenden Gesteines bedeckt. Ähnliche Wirkung hat ein über fußhohes, sehr dichtes hartes Dornestrüpp besonders am Westabhänge, das sich auch weiter hinauf überall zwischen den Blöcken angesiedelt hat.

Von der Zone des Phyllits an der Nordseite aufwärts steigend, gelangt man allmählich zu Bildungen, die sich in erster Linie durch massigeres und gesteigert kristallines Gehaben auszeichnen. Das Gestein, das man im Handstück als einen hornigen Schiefer anspricht, ist härter und schwerer, von im allgemeinen hellerer Farbe und nur noch vereinzelt finden sich dunkle schieferige Lagen¹²⁾. Der seidige Glanz des oben beschriebenen Gesteines ist verschwunden und hat einem feinkristallinen durch große Mengen winziger Blättchen hervorgerufenen Gefüge Platz gemacht. Schon mit bloßem Auge beobachtet man vielfach das Auftreten kleiner hirsekorngroßer Geoden. Sie sind, wenn nicht hohl, mit winzigen Kristallen erfüllt, die zu einer weichen trüben Masse verwittern.

Daß die Ausdehnung des vorliegenden Gesteines ziemlich bedeutend ist, lehrt ein kleiner künstlicher Aufschluß am Ostfuß der Höhe. Wenngleich ein dortiger großer Block möglicherweise zu dem reichlichen Schutt gehört, der die Hänge bedeckt, so beobachtet man am Ostrande des Schurfes geringe Mengen fast N—S streichenden dunklen schwach geschieferten Gesteines, das dem in der letzten Fußnote erwähnten entspricht.

Genauer als es bei der Grenze zwischen dem Phyllit und dem vorliegenden Gesteine der Fall war, läßt sich die zwischen ihm und dem Vorkommen, das die höchsten Teile der Anhöhe einnimmt, ziehen. Es rührt dies daher, weil es infolge seiner massigen Beschaffenheit der Verwitterung und Abtragung besser zu widerstehen vermag als der hornige Schiefer und so in schroffen klotzigen Formen

¹²⁾ So besonders in einer Zone, die sich in Richtung OSO zwischen den Höhenlinien 88 und 78 hinzieht.

besonders nahe dem Gipfel sich heraushebt (Taf. X, Fig. 1). Des weiteren ist das Gestein — der Träger des Korunds, wie weiter unten zu zeigen — durch ein aus diesem hervorgehendes Mineral schon im Handstück gut gekennzeichnet. Diese Beobachtung war besonders zur Feststellung des sonst wenig scharf begrenzten zungenartigen nach SO gerichteten Ausläufers des Gesteines von Wichtigkeit.

Was bei dem petrographischen Äußern des Gesteines in erster Linie in die Augen fällt, ist neben der eisengrauen dunklen Farbe seine fast vollkommene Schichtlosigkeit und sein hohes spezifisches Gewicht¹³⁾. In seiner Massigkeit und seinem körnigen kristallinen Aussehen macht es den Eindruck eines Eruptivgesteines oder eines Gliedes der Zone höchster kontaktmetamorpher Beeinflussung. Unter dem Vergrößerungsglas unterscheidet man in einem gleichmäßig feinkörnigen Gestein dunkle Massen, in die kleine Blättchen und Körner eines weißlichen oft schwach bläulichgrauen, teils blätterbruchfreien, teils glimmerartig glänzenden Mineralen eingesprengt sind. Das kristalline Aussehen des Gesteines wird durch diese Blättchen bedingt. Das Mineral, das — wie schon angedeutet — in hohem Grade charakteristisch für das Gipfelgestein ist, reichert sich auf schmalen Spalten an. Dort, wo es nur einen schwachen, noch nicht millimeterstarken Überzug einer Kluftoberfläche bildet, macht es in seiner vollkommenen Spaltbarkeit und dem lebhaften Glanz auf den oft irisierenden Blätterbrüchen der bis über einen Quadratzentimeter großen Kristalle durchaus den Eindruck eines Glimmers. Dort jedoch, wo Einzelwesen des Minerals sich nach dem Hauptblätterbruch übereinander packen und wo die Kluftausfüllungen bis über einen Zentimeter stark werden, erscheinen die Kristalle in spätigen weißen Massen von perlmutterähnlichem Glanz (s. Taf. X, Fig. 2). Die Kristallpakete stehen hierbei mit ihren Blätterbrüchen teils im Winkel zu der Kluftfläche, teils legen sie sich, öfters mit gekrümmter Oberfläche, parallel der Unterlage.

Bei der Verwitterung verschwindet der Perlmutterglanz auf dem Blätterbruch und es greift eine Trübung Platz, die von unregelmäßigen Rissen ausgeht und eine feine dichte Riefung deutlich macht, die man auf einem ganz frischen Blätterbruch nur schwer erkennt. Die Spalt-

¹³⁾ Man vermutet hier deshalb in der Bevölkerung ein reiches Eisenerzvorkommen.

barkeit des Mineralen nach dieser Richtung senkrecht (?) zum Hauptblätterbruch ist weniger vollkommen. Gelblich-bräunliche unregelmäßige Flecken besonders auf den Hauptblätterbrüchen und längs den Spaltrissen rühren von einge-drungenen limonitischen Bestandteilen her.

Ein weiteres Mineral ist kennzeichnend für den Hornschiefer und die in Rede stehende Gesteinszone und findet sich in guter Ausbildung besonders an ihrem Ostrande. Man sieht dort das massige dunkle Gestein nach allen Richtungen durchzogen von unregelmäßig gestalteten, an ihrer Vereinigung bis handbreiten Gängen, die mit einem glimmer-ähnlichen Mineral erfüllt sind (s. Taf. X, Fig. 3). Es ist frisch von apfelgrüner Farbe, wird aber verwittert farblos und schließlich, offenbar durch Ausscheidung eisen-oxydischer Massen, bräunlich. Die Anordnung der Blätter ist senkrecht zu den Kluftwänden und aus dem Zusammenstoßen in der Gangmitte erklärt sich eine Art Naht, die auch auf der Abbildung zu sehen ist.

Das fettige Anfühlen des Minerals könnte dazu führen, es für Talk zu halten, eine Annahme, die aber, wie gleich hier bemerkt sei, durch die mikroskopische und chemische Untersuchung nicht bestätigt wird.

Mechanische Kräfte, die in den normalen Phylliten Stauchungen des Gesteins hervorgerufen haben, zeigen sich in dem Gipfelgestein u. a. in Verschiebungen. Diese haben offenbar die von dem spatartigen Mineral gebildeten und ausgefüllten Klüfte bevorzugt und hier schöne spiegelglatte Harnische hervorgerufen. Gerade am Gipfel der Anhöhe ist das Gestein reich an dem Mineral und hier sieht man eine SW—NO verlaufende Rutschfläche mit aller Deutlichkeit. Hierauf wird bei der Frage nach den Kräften, die das Korundvorkommen geschaffen haben, zurückzukommen sein.

Im vorhergehenden wurde eines interessanten Vorkommens noch nicht gedacht, dessen Ausdehnung auf der Karte angegeben und das in der Erläuterung als ver-kieselter Phyllit bezeichnet wurde¹⁴⁾. Ohne hier auf die Deutung desselben einzugehen, seien nur einige Beobachtungen hinsichtlich des Vorkommens und am Handstück mitgeteilt.

¹⁴⁾ Es handelt sich um das „graue, muschlig-splitterig brechende Gestein“ bei K. WILLMANN (27. S. 15) „das zwischen Phyllit und Aplit anstehen soll“. Von letztgenanntem Gestein habe ich nichts gesehen.

Der Verlauf der Zone ist unschwer festzustellen, wenigstens auf der Nord- und Westseite der Höhe, da das Gestein dort sich scharf von dem Phyllit absetzt. Auf der Südwestseite finden sich nur einzelne kleine Aufschlüsse, die dank der Härte des Gesteins der Abtragung widerstanden und auch den unmittelbar anliegenden Phyllit vor der Zerstörung geschützt haben. Man möchte das kaum geschichtete völlig dichte Gestein im Handstück am ehesten mit einer Adinole, einem Basaltjaspis oder einem stark verkieselten Schiefer vergleichen. Es zeigt verschiedene Grade der Umwandlung, einen geringeren, wo teils unter Erhaltung der dunklen Färbmasse, teils unter Einengung derselben¹⁵⁾ ein im allgemeinen noch erdiger, wenn auch z. T. schon scharfkantiger Bruch des Gesteins sich zeigt. Es sieht aus wie ein durch Frittung gehärteter Tonschiefer.

Bei einem höheren Grade der Umwandlung bleiben die dunkeln Farbtöne vielfach bestehen. Das Gestein ist nun ungemein hart und bricht in messerscharfen Graten. Die Oberfläche des Bruches ist noch matt und uneben.

Den höchsten Grad der Veränderung stellen Teile dar, die innerhalb des eben geschilderten Gesteins liegen, wohin die Träger der Umwandlung offenbar auf Klüften gedrungen sind. Diese verraten sich durch ein etwas weniger dichtes Gefüge. Wir haben es nun mit einem feuersteinartigen, ausgezeichnet muschelrig brechenden, völlig dichten Gestein von wachsartigem Glanze und eigenartig bräunlicher Farbe zu tun.

Eine Gesetzmäßigkeit in der Anordnung der Gebiete der eben geschilderten Umwandlung konnte ich nicht feststellen. Das nächste zu beobachtende Eruptivgestein ist ein gangartiges in Phyllit eingeschlossenes Vorkommen eines Grünsteins, der nordnordöstlich des Cerro Redondo nahe dem nach Pan de Azúcar führenden Wege ansteht und sich von hier, mehrere Meter mächtig und stark von Quarzgängen durchsetzt, in fast westlicher Richtung verfolgen läßt. Das Gebilde ist möglicherweise mit dem Ganggestein zu verbinden, das an einem tiefeingeschnittenen Wege westlich des Cerro Redondo gut aufgeschlossen ist. Das sehr unfrische Gestein zeigt große Mengen eines grünen faserigen Minerals (Hornblende?) in schmutzigweißer Verbindungsmasse und verwittert unter starker Bräunung zu

¹⁵⁾ Die dunkeln Teile erscheinen hier öfters flammenartig in heller Umgebung.

brotlaibartigen Gebilden mit warziger Oberfläche. Man sieht es sehr vielfach an dem genannten Wege nach Pan de Azúcar.

Offenbar hat das Gestein die von ihm durchbrochenen Phyllite nicht unverändert gelassen, denn man beobachtet eine deutliche Härtung desselben.

Für die Feststellung des gegenseitigen Alters der am Cerro Redondo beobachteten Vorgänge ist die Erscheinung von Wichtigkeit, wonach die kieselige Zone an der Nordwestseite der Anhöhe von mehreren der oben angeführten unregelmäßig gestalteten Glimmergänge durchsetzt wird. Teils sind diese völlig ausgewittert, so daß zahlreiche bis faustgroße Löcher zurückbleiben, teils ist das Mineral, von dem noch geringe frische Reste vorhanden sind, in eine mulmige gelblichbräunliche Masse übergegangen.

b) Das kleinere östliche Vorkommen.

(Siehe die Skizze Fig. 3 ungefähr im Maßstab 1:714.)

Ein Abbild des Cerro Redondo und seiner Bildungen in stark verkleinertem Maßstabe stellt das oben kurz erwähnte kleine inselartige Phyllitvorkommen östlich des Weges nach Pan de Azúcar dar. Es schalten sich hier in dunkle leicht verwitternde Phyllite, und mit ihnen durch Übergangsbildungen und gelegentliche Wechsellagerung verbunden, dichtere, wenig geschichtete und deshalb ziemlich massige dunkle Gesteine ein, die, schon im Handstück betrachtet, denjenigen entsprechen, die den Korundfels des Cerro Redondo umhüllen. Sie bewahren die kleine Gesteinsinsel vor gänzlicher Abtragung. Ob es im vorliegenden Fall zur Bildung von Korund gekommen ist, muß sowohl nach dem makro- als auch mikroskopischen Befund bezweifelt werden. Das Gestein in der südlichen der beiden Linsen¹⁶⁾

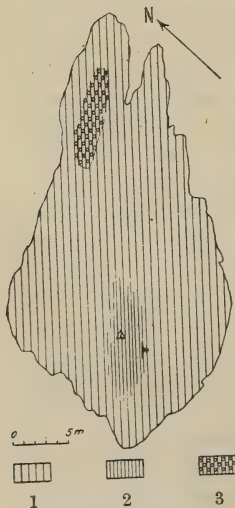


Fig. 3.

- 1 = Normaler oder fast normaler Phyllit
- 2 = Schieferhornfels, ähnlich dem Korundfels
- 3 = Schieferhornfels-Breccie.

¹⁶⁾ In der Mitte der Photographie, Taf. IX, Fig. 2, befindlich, durch einige aufeinander gestellte Steine bezeichnet.

ist weit weniger massig, von geringerem spezifischen Gewicht, auch nicht von der körnigen kristallinen Beschaffenheit wie der Korundfels. Es führt allerdings geringe Mengen des oben erwähnten gangförmig auftretenden grünlichen Glimmers, der, wie unten gezeigt werden soll, auf die Anwesenheit des Korunds schließen läßt. Es ist deshalb möglich, daß Vorkommen von Korundfels in der Tiefe stecken.

An der nördlichen der beiden Linsen (Fig. 3) steht ein nach außen allmählich in dunklen Phyllit übergehendes interessantes Gestein an, das auch K. WILLMANN¹⁷⁾ beschreibt. Die bis über talergroßen eckigen Brocken werden durch eine den gleichen Grad der Kristallinität aufweisende und mit kleineren dunklen Bruchstücken gespickte hellere Massen zusammengehalten. Die dunklen Teile entsprechen dem der Linse unmittelbar anliegenden Gestein.

Das zuletzt geschilderte Vorkommen zeigt, daß Bildungen von der Art des Cerro Redondo vermutlich nicht vereinzelt dastehen. In näherer Umgebung östlich der kleinen Gesteinsinsel, wo größere Mengen dunkler steilstehender Phyllite auftreten, konnte ich jedoch keine den angegebenen entsprechenden weiteren Feststellungen machen.

3. Mikroskopische und chemische Untersuchung der Gesteine¹⁸⁾.

a) Phyllit.

Schliffe liegen vor zu einem stark graphitischen, im Handstück fast matten, schwach gerunzelten Schiefer und zu lebhaft serizitisch glänzenden, teilweise ziemlich stark gefalteten hellen Gesteinen. Der erstere ist hauptsächlich aus feinen, vereinzelt etwas größeren Quarzkörnern und Blättchen eines serizitischen Glimmers zusammengesetzt. Auf dem Querbruch hat man das bekannte Bild eines Phyllits mit gefalteter Textur. In einem spitzen Winkel zu den die Schichtung angehenden mit großen Mengen Graphitstaub versetzten Serizitbändern verlaufen ungefähr gleich gerichtete schmale Zonen, die als Klufrichtungen auf-

¹⁷⁾ 27, S. 14. Daß in den Graphitphylliten und der Breccie reichlich Korund auftreten soll, ist ein Mißverständnis meiner dem Verfasser in kurzer Besprechung gemachten Mitteilungen. Ich hatte nur auf das Vorkommen des Minerals am Cerro Redondo hingewiesen und dementsprechende Prüfung der Schliffe angeraten. Offenbar fehlten die Korundgesteine in der Sammlung, die K. WILLMANN vorlag.

¹⁸⁾ Die Analysen wurden von mir ausgeführt.

zufassen sind, da sie neben Glimmer mit neu gebildeten, eng ineinander gefügten größeren Quarzkörnern ausgefüllt sind. Auf diesen bisweilen stärker anschwellenden feinen Gängen ist wohl auch die Zufuhr des Turmalins erfolgt, der in einigen sehr schwach gefärbten, stets idiomorphen Kriställchen zu beobachten und durch die Art seines Dichroismus kenntlich ist. Weiterhin stellt man noch ein wenig Rutil und vereinzelt ein prismatisches Mineral fest, das in ein Haufwerk von Quarz und Klinozoisit, kenntlich an den fleckigen lebhaften Interferenzfarben bei starker Lichtbrechung übergegangen und vermutlich als Hornblende anzusehen ist.

Der lebhafte Glanz des anderen Teils der vorliegenden Gesteine erklärt sich begreiflicherweise durch größere parallel gerichtete Serizitblätter. Wie auch K. WILLMANN erwähnt (27, S. 14), kann dieses Mineral so zunehmen, daß der Quarz ganz verschwindet. Ein Gestein zeichnet sich aus durch Mengen eines Minerals, das, bei schwacher Vergrößerung betrachtet, in unregelmäßig begrenzten Haufen von blaßbräunlicher Farbe sich zwischen die Glimmerblätter einschiebt. Bei Anwendung eines starken Objekts erkennt man, daß diese Haufen, die manchmal nur unvollkommen durchsichtig sind, sich aus ungeheuren Mengen winziger, teils zerbrochener, teils erhalten gebliebener stengeliger Kriställchen zusammensetzen. Soweit sich optische Kennzeichen feststellen lassen, löschen die Nadelchen teilweise schief aus und besitzen geringe Doppelbrechung von positivem Charakter der Längsrichtung. Vielleicht liegt ein Mineral der Strahlsteingruppe vor. Rutil findet sich in einzelnen, gern reihenförmig angeordneten Kristallen nicht selten in dem vorliegenden Gestein.

Zum Schlusse dieses Abschnitts sei noch bemerkt, daß es sich, wie oben schon angedeutet, bei dem kleinen vereinzelt neben dem verkieselten Phyllit liegenden Vorkommen in der Tat um eine teils mehr teils weniger stark verglaste Stelle des Gesteins handelt. Der ursprüngliche Serizit ist entweder gänzlich aufgeschmolzen oder auf einzelne Putzen zusammengedrängt. Mit der Verglasung ging eine Aufblähung des Gesteins Hand in Hand, der die bezeichnende löcherige Beschaffenheit zuzuschreiben ist. Das farblose Glas ist mit Häufen von winzigen Körnchen gespickt.

Die Analyse eines sehr dunklen, wenig gefältelten Phyllits ergab folgende Werte:

Si O ₂	63,46
Ti O ₂	0,87
Al ₂ O ₃	21,79
Fe ₂ O ₃	2,32
CaO	—
MgO	0,62
K ₂ O	5,14
Na ₂ O	1,64
H ₂ O unter 105°	0,06
Glühverlust (C, H ₂ O)	4,71
Summe	100,61%

b) Kordieritschieferhornfels.

Wie oben schon gesagt wurde, ist das äußere Merkmal dieser Gruppe die zunehmende Massigkeit. Ein Teil der Gesteine wurde von dem Sammler als „schieferiger Korundfels“ bezeichnet und mag Korund in zu dem Gipfelgestein überleitenden Bildungen enthalten. In den vorliegenden Schriffen, die teils von mir selbst aufgebrachten Stücken, teils solchen der Flossdorfschen Sammlung zugehören, ist das Mineral mit Sicherheit nicht nachweisbar.

Das mikroskopische Kennzeichen der Gesteine ist ihr reichlicher Gehalt an Kordierit. Er tritt in farblosen Körnern mit ganz unregelmäßig gestaltetem Umriß gewissermaßen wie ein Kitt, innig verbunden mit den im allgemeinen regellos angeordneten Glimmerblättchen auf und ist in seiner Farblosigkeit, dem Mangel an Pleochroismus und den niedrigen Interferenzfarben (selten höher als Weiß 1. Ordnung) leicht mit Quarz zu verwechseln. Die Betrachtung von Körnchen mit den niedrigsten Interferenzfarben im konvergenten Lichte zeigt jedoch, daß es sich um ein optisch zweiachsiges Mineral von negativem Charakter handelt. Beweisend war neben den leicht zu erhaltenden Achsenbildern noch das Auffinden eines sehr kleinen, wenn auch etwas verquetschten, so doch deutlichen Viellingsrestes, der vermutlich wie angegeben zu ergänzen ist (s. Fig. 4¹⁹).

Auch die bekannte Einlagerung winziger, z. T. prismatischer Körner, im vorliegenden Fall parallel der Prismenfläche, ist zu beobachten. Der Reichtum an Einschlüssen ist oft ganz außerordentlich. Man sieht dann einen Staub von wegen ihrer Winzigkeit nicht zu deutenden, z. T. farblosen und hellgefärbten, z. T. schwarzen

¹⁹⁾ Mit dem ABBESchen Apparat bei 375-facher Vergrößerung gezeichnet. Infolge der Umwandlung des Minerals ist die eine der Zwillingsgrenzen verschwunden.

Körnchen, die in äußerst gering doppelbrechendem Kordierit von pseudopodienartig verzweigtem Umriß eingebettet sind. Die Abbildung zeigt rechts die beginnende Umwandlung des Kordierits zu glimmerartigen Mineralien; die Interferenzfarben sind an dieser Stelle die niedrigsten (dunkelgrau), während sie in dem gegenüberliegenden Ausschnitt vergleichsweise hoch sind und fast bis zum Violett 1. Ordnung reichen.

Bei der Menge des Silikats in den Schliffen und der unter c) und d) folgenden Gruppen ist anzunehmen, daß ein Teil des Glimmers, und zwar der sich durch niedrige Doppelbrechung auszeichnende, aus der Umwandlung des genannten Minerals hervorgegangen ist. Um so mehr ist



Fig. 4.

dies wahrscheinlich, weil der „Chlorophyllit“ sehr häufig in zwillings- und viellingsgestreiften Blättchen erscheint.

Bemerkenswert sind schließlich der gesteigerte Gehalt an Rutil der vorliegenden im Vergleich zu den unter a) beschriebenen Gesteinen und die Art der Verminderung der dunkelfärbenden Bestandteile. Diese stehen, wie man von ähnlichen Vorkommen weiß, in innigem Zusammenhang mit dem Rutil, derart, daß in helleren Gesteinstteilen der Rutil in sehr kleinen z. T. nadelförmigen Kristallen und deren Bruchstücken gleichmäßig, aber wenig dicht überall verteilt ist, während er an dunklen Stellen in größeren dicht gehäuften Kristallen sich findet. So besteht die dunkle sehr feine Färbmasse der vorliegenden, und der unter d) zu schildernden Gesteine nur zum kleinsten Teil aus Graphit und Titaneisen²⁰⁾, es handelt sich vielmehr, wie bei An-

²⁰⁾ Magnetismus wurde bei keinem der Gesteine beobachtet. Der Strich ist schwarz, die Löslichkeit der schwarzen Substanz in verdünnter Salzsäure gering. Öfters ist das Mineral bräunlich durchsichtig und besitzt halbm metallischen Glanz.

wendung starker Vergrößerung zu erkennen, um große Mengen mit dunkler Substanz vermischter, teils gröberer, teils staubförmig feiner und dann nicht mehr bestimmbarer stark licht- und doppelbrechender Kristalle oder Bruchstücke derselben. Die größeren, teilweise regelmäßige Umgrenzung aufweisenden Kristalle sind dunkelhoniggelb gefärbt. Auf die Anwesenheit von Rutil und Titaneisen (jener oft aus diesem hervorgegangen) weisen auch die reichlichen Vorkommen von teils farblosem, teils gelblichem Leukoxen hin²¹⁾.

Die Anordnung der Rutil-Graphit-Ilmenit-Färbmasse bezeichnet teils die ursprüngliche Schichtung des Gesteins, teils ist sie regellos. Schließlich aber beobachtet man eine Einengung der Färbmasse, die zu der unter d) zu erwähnenden pflasterartigen Struktur überleitet. Es zeigen sich nämlich vereinzelte oder dichtere Zonen oder auch nur Flecken, wo die Färbmasse eine, im Schliff gesehen, zellige Anordnung aufweist. Der Inhalt der „Zellen“ ist nicht von der Umgebung verschieden und besteht aus einem innigen Gemenge von Serizit und Kordierit (s. hinsichtlich der Zelltextur das im Abschnitt d) Gesagte).

Als ein für die Beurteilung unseres Vorkommens wichtiges Mineral ist der Turmalin zu nennen. Sein Auftreten ist an die geschilderten Zusammenhäufungen der dunklen Färbmasse — also gewissermaßen an die Ansatzstellen der Umwandlung — gebunden. So finden sich sehr kleine idiomorphe Kristalle vereinzelt innerhalb der „Zellen“, dann aber auch in gleichgerichteten Bündeln parallel der sonst wenig erkennbaren Schichtung. Trotz der Kleinheit der Kristalle und ihrer sehr schwachen Färbung sind sie stets an der Art des Dichroismus, O gelblichbraungrau, E farblos²²⁾, zu erkennen. In bedeutender Menge beobachtet man das Mineral in dem vereinzelt aufschluß östlich der Straße nach Pan de Azúcar, wo man von einer förmlichen Turmalindurchtränkung sprechen kann. In der kleinen Linse von Kordieritschieferhornfels (s. Fig. 3) bevorzugen die hier bedeutend größeren, teilweise kleine Rutil-

²¹⁾ Die körnigen stark lichtbrechenden, aber nur wenn frisch stark doppelbrechenden Massen sind mehrfach herausgebrochen, woraus sich vielleicht die oben S. 301 erwähnten kleinen Hohlräume im Gestein erklären.

²²⁾ Doppelbrechung niedrig, graue bis gelbliche Interferenzfarben.

einschließenden Kristalle ebenfalls die dunklen Stellen und weisen die gleichen Töne des Dichroismus²³⁾, aber vielfach höhere Interferenzfarben (bis zum Violett 1. Ordnung) auf.

c) Kordieritschieferhornfels-Breccie.

K. WILLMANN (27, S. 14) bezeichnet dieses im Handstück dichte Gestein als „serizitische Breccie“ und macht auf seinen reichlichen Turmalingehalt aufmerksam. Die Kordieritführung, der das Gestein sein massiges umgewandeltes Gepräge verdankt, ist ihm jedoch entgangen. Die „feinschuppigen Glimmersubstanzen“ in der helleren Verbindungsmasse der dunklen Brocken haben auffallend niedrige Interferenzfarben und öfters läßt sich an blätterbruchfreien, besonders schwach doppelbrechenden Kristallen ein vorzüglich scharfes Achsenbild von negativem Kennzeichen bei ziemlich großem 2E beobachten.

Die Durchträngung mit Turmalin geht durch Brocken und Verbindungsmasse hindurch, ist also jünger als die Breccienbildung. Die Brocken stimmen völlig mit dem am Ende des vorigen Abschnitts erwähnten, in der Nachbarschaft anstehenden Schieferhornfels überein.

d) Korundfels.

Unter den Gesteinen dieser Gruppe, die im Handstück vollkommen massig erscheinen, lassen sich nach dem mikroskopischen Befund zwei Abarten unterscheiden. Die erste derselben schließt sich den unter b) und c) geschilderten Gesteinen an und weist noch mehr oder minder bedeutende Reste des ursprünglichen Kordierit-Serizitgemenges auf, während die andere — den höchsten Grad der Umwandlung darstellend — außer der angegebenen Färbmasse, wie es scheint, lediglich aus Korund sich aufbaut.

Im ersten Fall ist die Anordnung der Färbmasse die oben beschriebene; unregelmäßige Stränge, die häufig zellige Anordnung der Bestandteile zeigen, durchziehen annähernd gleichlaufend das Gestein, das inner- wie außerhalb der „Zellen“ die gleiche Beschaffenheit hat. Ein Teil ihres Inhalts oder anderwärts längliche Streifen zwischen den dunklen Bändern oder auch schließlich ganz unregelmäßige Gesteinsteile sind augenartig²⁴⁾ durch ein im Ver-

²³⁾ O in frischeren Teilen schwach bläulichgrau.

²⁴⁾ Vgl. hierzu R. KRÄMER (8, S. 35)! Die als schwach flaserig zu bezeichnende Struktur unseres Gesteins ist derjenigen ähnlich, wie sie gewisse Grauwackenschiefer und Grauwacken im Elsaß (Amariner Tal) und im Harz zeigen. Hier werden wie

gleich zu dem Kordierit-Glimmergemenge höher lichtbrechendes Mineral ersetzt worden. Kristallumrisse fehlen ihm und seine oft trübe Beschaffenheit ist, wie weiter unten ausgeführt werden soll, ein Zeichen der Umwandlung (s. Taf. VIII, Fig. 1 und 2²⁵). Hier und da ist die Trübung noch nicht eingetreten und man beobachtet ein farbloses Mineral, das manchmal einen ganz ungesetzmäßig begrenzten größeren oder kleineren lichtbläulichgrau gefärbten, aus Korund bestehenden Kern hat. Bei + Nicols betrachtet, hebt er sich durch niedrige Interferenzfarben von seiner Umgebung ab. In den mir vorliegenden Schliffen habe ich nirgends ein Korn gefunden, das noch vollständig aus Korund besteht; stets ist das Mineral mehr oder weniger umgewandelt. Die vereinzelte Kristallumrisse zeigenden Korunde sind von z. T. gedrunken-; z. T. auffallend langprismatischer Gestalt²⁶), an den Enden meist ohne gesetzmäßige Begrenzung. Vereinzelt finden sich aber auch hier Kristallflächen, die einem Rhomboeder zugehören. Parallel diesem treten in seltenen Fällen blätterbruchartige Spaltrisse auf, es handelt sich also um das Hauptrhomboeder R (Taf. VIII, Fig. 3).

Dort nun, wo im anderen Fall die Kordierit-Glimmermasse ganz oder fast ganz durch Korund verdrängt erscheint, da zeigt sich eine Anordnung der Korundkörner und der dunklen Mineralien, die man angenähert pflasterartig nennen kann (Taf. VIII, Fig. 5). Korundkörner (bzw. die aus diesem Mineral hervorgegangenen Gebilde) von sehr verschiedener Größe, unregelmäßiger Gestalt und wenig scharfer Begrenzung sind aneinandergepackt, wobei die genannten dunklen Mineralien, mehr oder weniger gehäuft, die Körner umgeben und so die Rolle einer Verbindungsmasse spielen.

Sonstige Mineralien treten in dem Korundfels zurück. Der Rutil, der in Begleitung von Graphit und Titaneisen

bekannt, die Wände der hellen Knoten wesentlich aus braunem Biotit zusammen mit metallischer und organischer Färbmasse gebildet, während im Innern der Fläsern die Metamorphose zur Bildung von u. a. Quarz und Feldspat geführt hat. Bisweilen füllt ein Individuum den ganzen Raum der Zelle aus. Dies leitet zu der Pflasterstruktur der Hornfelse über. Auch im Diabaskontakt findet sich bekanntlich Analoges, indem dort bei etwas höher kristallinen Spilositen und auch bei Desmositen. Häufchen von Quarz und Albit kranzartig von Chloritblättchen umschlossen werden.

²⁵) Hier wurde der Rand des Minerals auf dem Bilde etwas nachgezogen.

²⁶) Höhe zu Breite bis 5,3 : 1.

eine so große Rolle spielt, findet sich auch als Einschluß im Korund, und zwar in der Form modellscharfer, feiner, schlanker Nadeln von hie und da sagenitischer Anordnung. Turmalin wurde in den vorliegenden Schliffen wenig festgestellt; er entgeht leicht der Beobachtung infolge seines Auftretens in winzigen Prismen und seines im Vergleich zu der Umgebung (Korund, Rutil) sehr schwachen Reliefs.

Der tiefgraue Farbton des Gesteins wird, wie auch aus der folgenden Analyse hervorgeht, durch geringe Mengen graphitischer Bestandteile hervorgerufen; es ist bekannt, wie stark die färbende Wirkung des Kohlenstoffs ist. Entsprechend der Rolle, die der Rutil innerhalb der Färbmasse zu spielen scheint, ist der Gehalt an Titan nicht bedeutend. F. KILLIG (5, S. 29) macht darauf aufmerksam, daß man geneigt ist, die Menge des Minerals wegen seiner starken Licht- und Doppelbrechung zu überschätzen. Der Gehalt an Eisen, das als Fe_2O_3 angegeben werden mußte²⁷⁾, ist im Vergleich zu dem entsprechenden Wert in Schmirgelanalysen sehr gering. Andererseits ist das Gestein vergleichsweise reich an Kieselsäure und sein spezifisches Gewicht infolgedessen niedriger als das des Naxosschmirgels (3,84 bis 4,09). Der Betrag des Kalziums überrascht nach dem mikroskopischen Befund; der niedrige Gehalt an Magnesium dagegen bestätigt das fast völlige Fehlen von Kordierit. Die Kieselsäure muß infolgedessen, von der geringen auf Kayserit (s. u.) fallenden Menge abgesehen, als Quarz vorhanden sein, ein Mineral, das der mikroskopischen Betrachtung entgeht (s. hierzu Fußnote 53).

Si O ₂	22,69	
Ti O ₂	2,83	
Al ₂ O ₃	61,36	
Fe ₂ O ₃	1,12	
CO ₂ O ₃	n. b. ²⁸⁾	
Ca O	3,39	
Mg O	1,66	
K ₂ O	}	3,02
Na ₂ O		
H ₂ O unter 105°		0,12
Glühverlust		3,70
Summe		99,89
Sp. G.		3,30

²⁷⁾ Wegen der Unmöglichkeit, das Gestein mit Fluß- und Schwefelsäure aufzuschließen (siehe unten).

²⁸⁾ Der wässrige Auszug des aus der Pyrosulfatschmelze nach Abscheidung des Eisens gewonnenen Na-Aluminats war deutlich gelb.

Die Anfertigung der Analyse bot Schwierigkeit, da das Gestein wegen des Gehalts an Korund weder mit Natriumkarbonat noch (zur Bestimmung der Alkalien²⁹⁾ und des Eisenoxyduls) mit Fluß- und Schwefelsäure aufzuschließen ist. Man hat sich dann an das zu erinnern, was P. JANNASCH über die Aufschließung der Al-reichen Silikate der Andalusitgruppe angibt³⁰⁾. Er empfiehlt hierzu die Borsäureschmelze, unter Anwendung des Sauerstoffgebläses, eine Behandlung, die mir leider hier nicht möglich war und (die auch nicht ganz einwandfrei ist³¹⁾. Zwar bot sich ein Ausweg durch Schmelzen mit Kaliumpyrosulfat und Ammoniumfluorid, aber einerseits wird dadurch die Kieselsäure flüchtig und andererseits kommt eine bedenkliche Menge theoretisch nicht vorher zu bestimmenden Kaliums in die Analyse. Das einfachste wäre, den Korund durch Säure auszuschließen, aber man weiß, daß die „Unlöslichkeit“ des Spinells und Korunds in Säuren ein relativer Begriff ist (18, S. 32). Ich schmolz deshalb das Gestein mit der abgewogenen drei- bis vierfachen Menge von zuvor entwässertem Borax auf, was in ungefähr 45 Minuten vor einem kräftigen doppelten Bunsenbrenner glatt vor sich ging. Die Schmelze löste sich nur durch stundenlanges Behandeln in schwach verdünnter Salzsäure auf dem Wasserbade. Es gelingt hierdurch und durch weiteres mehrfaches Behandeln mit Salzsäuremethylalkohol die Borsäure abzuscheiden und zu verflüchtigen³²⁾, offenbar aber nicht quantitativ, da beim Aufnehmen mit Wasser eine ziemlich starke Trübung eintritt. Durch längeres Behandeln des Kieselsäurefiltrats mit Schwefelsäure und Methylalkohol gelang es eine klare wässrige Lösung zu erhalten. Die Lösung des Al-, Fe- und Ti-Niederschlags in schmelzendem $K_2S_2O_7$ erfordert einen bedeutenden Überschuß dieses Salzes. Die Bestimmung des Magnesiums geschieht am bequemsten nach der SCHAFFGOTTSCHEschen Weise mit alkoholischem Ammonkarbonat.

Schwierigkeiten bereiten die Alkalien. Da schwefelsaure Lösungen vorhanden, so lag auch zum Schluß Ammoniumsulfat vor, das im Gegensatz zu dem Chlorid, erst beim Schmelzen sich zerspaltet³³⁾. Wegen der gleichzeitigen Anwesenheit nicht

²⁹⁾ Die Aufschließung mit $CaCO_3$ und NH_4Cl nach L. SMITH ist hier natürlich auch erfolglos.

³⁰⁾ N. Jb. f. Min. usw. B.-B. 8, S. 340 und Leitfaden der Gewichtsanalyse, 2. Aufl. 1904, S. 340.

³¹⁾ Vgl. W. F. HILLEBRAND, Anal. d. Sil. u. Karb. Gest., Deutsche Ausg. 1910, S. 81. Es ist zu bezweifeln, ob der Borsäureaufschluß im vorliegenden Fall zum Ziel führt. Das Gestein löst sich nämlich, in geringer Menge der Borsäureperle zugesetzt, nicht völlig, sondern hinterläßt ein bläulichgraues Wölkenchen von Korund. Die Phosphorsalzperle löste zu farblosem Glase.

³²⁾ Das Beschlagen des ganzen Abzugs mit flockiger Borsäure ist, wie W. F. HILLEBRAND mit Recht bemerkt (a. a. O. S. 81), ein großer Übelstand des Borsäureaufschlusses.

³³⁾ Das gleiche gilt vom Ammonnitrat, bei dem außerdem noch zu befürchten ist, daß bei zu starkem Erhitzen (240°) eine stürmische Bildung von Stickoxydul eintritt. Dieses Bedenken gesellt sich zu dem von HILLEBRAND a. a. O. S. 96, Fußnote 2 erhobenen.

unerheblicher Mengen Natriumsalzes (aus Borax) verbietet sich so die Anwendung einer Platinschale. Man müßte sich eines Gefäßes aus Silber bedienen.

e) Kayserit, ein neues Mineral.

Wir gehen bei seiner Beschreibung von den oben erwähnten seltenen Fällen aus, wo sich im Korundkristall die Teilbarkeit nach R (10 $\bar{1}$ 1) zeigt. Im Anschluß an diese und an unregelmäßige Spaltrisse verschwindet die ursprüngliche hellblaugraue Farbe des Minerals und zieht sich auf einzelne Flecke zurück, wobei die niedrige Doppelbrechung zunächst noch beibehalten bleibt. Zusammen mit ihrer Erhöhung treten je nach dem Fortschritt der Umwandlung mehr oder minder scharfe Blätterbrüche parallel der Rhomboederfläche auf, denen zufolge das Mineral auslöscht. Taf. VIII, Fig. 4 zeigt den in Fig. 3 wiedergegebenen Korundkristall bei stärkerer Vergrößerung und zwischen Nicols. Der Kristall wurde bei der photographischen Aufnahme so gestellt, daß die Spaltrisse nach R mit dem „nordsüdlich“ verlaufenden Faden des Kreuzes gleichgerichtet sind. Die Auslöschung des Kristalls ist durchaus ungleichmäßig und vielfach sehr unvollkommen. Im rechten unteren Quadranten ist der Korund bei teilweiser Erhaltung seiner ursprünglichen bläulichgrauen Färbung fast isotrop, er ist gegen seinen unteren Rand zu von in lebhaften Interferenzfarben 3. oder 4. Ordnung aufleuchtenden Flecken gesprenkelt, entsprechend den weißen Stellen im Bilde rechts unten. Den gleichen Wechsel von sehr gering und von stark doppelbrechenden Teilen weist das trapezförmige Stück auf, durch das der genannte Faden geht, es zeigt sich jedoch hier, daß die beim Drehen des Objektisches bunt aufleuchtenden Teile zusammen mit einem Streifen aus demselben Mineral auslöschen, der die rechte untere Ecke des trapezförmigen Stückes einsäumt, das sich im „südwestlichen“ Quadranten befindet. Zugleich weist dieser Streifen am Rande eine deutliche Spaltbarkeit in zahlreichen durchlaufenden Rissen auf; sie sind den Brüchen nach R gleichgerichtet und nach ihnen löscht das neugebildete Mineral aus. Seine Kennzeichen sind die folgenden:

Vollkommene glimmerige Spaltbarkeit in einer Richtung, durch zahlreiche durchlaufende derbe Risse in allen Schnitten nicht parallel zum Blätterbruch ausgedrückt. Die Spaltblättchen sind spröde. Auf ihnen verlaufen eng-

gedrängte feine Spaltrisse, die einem weniger vollkommenen in beträchtlichem Winkel zu dem ersteren verlaufenden Blätterbruch entsprechen. Schließlich zeigt sich noch eine Teilbarkeit gemäß einzelnen nicht durchlaufenden hie und da gekrümmten Rissen, die mit den an zweiter Stelle erwähnten einen Winkel von $65-67^\circ$ einschließen. $H. = 5-6$.

Brechungsvermögen und positive Doppelbrechung hoch. Es ergaben sich bei Anwendung eines gelben Lichtfilters Werte, die zwischen 1,74 (Jodmethylen) und 1,68 (Mischung von Monobromnaphthalin und Jodmethylen 1:1) liegen, woraus sich als Höchstwert für $\gamma - \alpha$ der Betrag von 0,06 ergeben würde. Die Doppelbrechung dürfte aber etwas geringer sein und ungefähr der des Epidot ($\gamma - \alpha = 0,055$) entsprechen; die Vollkommenheit der Spaltbarkeit des Minerals erlaubt es, am Rande von Schliffen normaler Dicke Interferenzfarben vom Grau 1. Ordnung bis zum Blau-meergrün 4. Ordnung festzustellen.

Während die Blättchen des Hauptblätterbruchs nach den Rissen der zweiten Spaltbarkeit und senkrecht dazu auslöschen, zeigen Schnitte, die im Winkel zu dem Hauptblätterbruch geführt sind und Interferenzfarben durchschnittlich 3. Ordnung aufweisen, teils schiefe (bis 46° zu den Rissen), teils gerade Auslöschung. Wie schon nach der Höhe der Doppelbrechung in den Hauptspaltblättchen zu erwarten, stellt ihre Richtung — die Längsfläche — die Ebene der optischen Achsen dar und in der Tat zeigen Schnitte senkrecht hierzu (also mit gerader Auslöschung nach den Spaltrissen und mit den niedrigsten Interferenzfarben) stets den fast geraden Austritt der ersten Bisektrix mit zugehörigem sehr großen Achsenwinkel³⁴⁾, wobei $v > \rho$.

Die Umwandlung des nach dem Gesagten als monoklin aufzufassenden Minerals erfolgt anscheinend mit derselben Leichtigkeit wie die des ursprünglichen Korunds und dürfte, wie auch aus der chemischen Zusammensetzung des Minerals zu vermuten, durch Einwanderung fremder Gebilde entstanden sein. Wie man schon im Handstück die Kristalle oft mit limonitischen Häutchen bedeckt sieht, so beobachtet man sie im Schliff selten in frischem, farblosem und klarem Zustand, meist sind sie mehr oder weniger getrübt durch große Mengen staubförmiger Massen, die sich, bei starker Vergrößerung betrachtet, teilweise als ganz unregelmäßig

³⁴⁾ Nur bei Anwendung von Oelimmersion sichtbar zu machen.

gelappte und gezackte Blättchen wie auch als spießartig endigende Fasern herausstellen. Ihre Doppelbrechung ist hoch, das Wesen der Zone positiv. Die Umwandlung geht sowohl von unregelmäßigen, bisweilen dicht gescharten Zonen als auch von den Spaltrissen aus. Diese verschwinden schließlich gänzlich, und neben den angegebenen Gebilden entstehen große Mengen trüber, krümeliger Massen von hoher Lichtbrechung. Worin diese bestehen, vermag ich nicht zu sagen.

Die Analyse ergab folgende Werte:

Si O ₂	3,13
Al ₂ O ₃	81,24
Fe ₂ O ₃	1,01
Mg O	0,34
H ₂ O unter 105°	0,05
Glühverlust	14,70
Summe	100,47

Nach dem Verhalten des Minerals beim Erhitzen im Kölbchen — es zerspringt heftig und zerfällt in weiße glänzende Schüppchen — kann man daran denken, daß es sich hier um Diaspor handle, zumal da auch die kristallographischen Kennzeichen manches Verwandte haben. Nun ergibt die chemische Analyse eine völlige Übereinstimmung mit dem rhombischen Mineral³⁵⁾ und wir kommen daher zu dem Ergebnis, daß die Verbindung $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ gleich HAlO_2 dimorph ist, rhombisch als Diaspor und monoklin als Kayserit, einen Namen, den ich zu Ehren meines Lehrers, des Herrn Geh. Regierungsrats Professor EMANUEL KAYSER, vorzuschlagen mir erlaube.

Es ist bemerkenswert, daß es sich hier um ein sicheres Umwandlungsgebilde des Korund handelt, während Diaspor zwar als Begleiter dieses Minerals, aber noch nicht ganz mit Sicherheit als pseudomorph nach ihm bekannt ist (GENTH 2, S. 372)³⁶⁾. Es ist denkbar, daß unser Gebilde mit dem glimmerartigen Begleitmineral des Korunds überein-

³⁵⁾ Der Gehalt an beigemengtem Fe_2O_3 erreicht dort bisweilen fast 7%, der an Kieselsäure 4 (HINTZE, Handbuch I, S. 1976).

³⁶⁾ S. A. PAPAVALIOU (20, S. 58) hält dies für „wohl kaum zweifelhaft“, was aus den Korundformen des Diaspors und den pseudomorphen Kristallen von Diaspor nach Korund hervorgehe. Bei KRAEMER (8, S. 21) gehören vollständige reine Pseudomorphosen des Diaspors nach Korund „zu großer Seltenheit“, wengleich er die stets gerade Auslöschung des so entstandenen Diaspors hervorhebt. (s. auch 26a).

stimmt, das E. HUSSAK (4, S. 37) aus São Paulo beschreibt. Er nennt es „provisorisch“ Diaspor.

Bei der Analyse ergaben sich wieder mehrfache Hindernisse. Einerseits ist es aus den angegebenen Gründen kaum möglich reines Mineral zu erhalten, und andererseits bereitet hier die Aufschließung noch größere Schwierigkeit, entsprechend dem bedeutenden Gehalt an Al_2O_3 . Sowohl in der Borsäure- als auch in der Phosphorsalzperle ist das Mineral unlöslich, dagegen wird es durch Kaliumpyrosulfat und Ammoniumfluorid aufgeschlossen, wobei es zunächst vermutlich in Aluminiumfluorid³⁷⁾ und dann zum Teil in blaugrauen Korund übergeht und bei weiterem Zusatz von Sulfat sich völlig löst. Zum oben angegebenen Aufschluß mit Borax war ein mehrstündiges Erhitzen über dem doppelten Brenner erforderlich; die Schmelze löste sich nach halbtägigem Behandeln mit Salzsäure, worauf die Verflüchtigung der Borsäure durch drei- bis viermaliges Behandeln mit Salzsäuremethylethanol erfolgte. Die Bestimmung des Al geschieht hier besser nicht aus der Differenz, da zum Aufschließen des Gesamtniederschlags mittels $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7$ ganz bedeutende Mengen dieses Salzes und lange Schmelzdauer erforderlich sind, ein Vorgang, der den Platintiegel bedenklich angreift.

f) Verkieselter Phyllit.

Die oben im Handstück festgestellten Stufen der Umwandlung lassen sich nach der Betrachtung im Dünnschliff genauer schildern. Der den Maßstab der Umwandlung abgebende Bestandteil ist das Siliziumdioxid, das als Opal, Chalcedon und Quarz erscheint, nicht zwar scharf voneinander getrennt, aber doch so auftretend, daß sich die angeführte Reihe ergibt. Im allgemeinen zeigt sich, daß der Opal, den K. WILLMANN (27, S. 15) als Kittmasse angibt, verhältnismäßig selten ist und sich nur in den weniger umgewandelten Gesteinen in größerer Menge findet. Als solche verraten diese sich durch mehr oder minder reichliches Vorkommen unregelmäßiger Reste vom Serizitblättchen. Aber schon in diesen Gesteinen ist der kieselige Bestand zum großen Teil in kleinfaserigen Gebilden von geringer Doppelbrechung entwickelt. Ihre Größe steigert sich in anderen Gesteinsproben, die unter dem Mikroskop aus einem Haufwerk wirrfeinfaseriger Massen von graublauen, grauen bis weißgrauen Interferenzfarben bestehen. Die Längsrichtung der Fasern zeigt optisch negatives Kennzeichen und es gelingt hie und da ein, wenn auch nicht gutes, so doch deutbares Achsenbild von positivem Vorzeichen zu erhalten. Es handelt sich also um Chalcedon³⁸⁾.

³⁷⁾ S. hierüber weiter unten.

³⁸⁾ Es ist bemerkenswert, daß mit der Zunahme der Größe der gedrillten Fasern die Doppelbrechung des Minerals an den

Verschieden von dem geschilderten mikroskopischen Bilde ist das der am stärksten umgewandelten feuersteinartigen Teile (s. o.). Hier ist der Opal verschwunden und von Chalcedon zeigen sich nur noch vereinzelte Reste. Dafür findet sich der Quarz in deutlichen und nicht allzu kleinen Körnern, und außerdem ein Gewirr eines in feinen Nadeln ausgebildeten, schwach doppelbrechenden Minerals, das K. WILLMANN (27, S. 15) als Sillimanit bezeichnet hat. Wie der Himmel durch einen Wolkenschleier, so schauen im Schliff die Quarzkörner durch den dichten Filz der schlanken prismatischen Kriställchen hindurch. Ob es sich in der Tat um das angegebene Mineral handelt, möchte ich bezweifeln; die Kristalle löschen zum Teil schief aus und besitzen negative optische Vorzeichen ihrer Zone. An vereinzelt Stellen erscheint das Material schon in den Chalcedon führenden Teilen, aber die Größe der Nadelchen ist hier noch bedeutend geringer.

Rutil ist in den vorliegenden Gesteinen sehr verbreitet und findet sich, wie oben schon angegeben, besonders häufig und in größeren Kristallen in den dunklen Teilen. Nicht selten auch ist die Erscheinung, daß einzelne Glimmerblättchen oder Reste derselben von einem Kranz von Rutilkristallen umgeben und auch von ihnen durchwachsen werden. Dort, wo der Serizit des ursprünglichen Gesteins sonst verschwunden ist, macht es den Eindruck, als ob Blättchen des Minerals unter dem Schutz des Rutils der Umwandlung entgangen seien.

Von Feldspatbröckchen, die K. WILLMANN anführt, habe ich nichts beobachtet, dagegen ist leicht möglich, daß sich in dem erwähnten Filz feiner Nadelchen Kristalle von Turmalin verbergen. Die Analyse ergab folgende Werte:

Si O ₂	70,30
Ti O ₂	0,49
Al ₂ O ₃	19,25
Fe ₂ O ₃	2,07
Ca O	0,60
Mg O	2,80
K ₂ O	0,45
Na ₂ O	2,22
H ₂ O unter 105°	0,03
Glühverlust	1,58
Summe	99,79%

Stellen der Anreicherung größerer Mengen von Rutil und von graphitischen Bestandteilen sich steigert und Interferenzfarben von gelben und gelbroten Tönen erscheinen. Diese Erhöhung der Doppelbrechung beruht nicht etwa auf Verschiedenheiten der Schliffdicke.

Beim Vergleich dieser Analyse mit der auf S. 309 wiedergegebenen fällt in erster Linie der gesteigerte Gehalt an Si O_2 auf. Ferner überwiegt hier Na über K, während dort das in Tongesteinen im allgemeinen übliche Verhältnis $\text{K} > \text{Na}$ sich zeigt.

Der mikroskopische Befund läßt das Vorkommen als einen durch Zufuhr kieseliger Lösungen umgewandelten Streifen phyllitischen Gesteins erkennen.

Als Ursprungsort der genannten Lösungen ist eine in der Tiefe steckende Eruptivmasse granitischer Natur anzunehmen. Denn, wie weiter unten zu zeigen, ist das erwähnte, von Quarzgängen begleitete diabasartige Ganggestein als Lamprophyr anzusprechen. Andererseits lehrt die mikroskopische Untersuchung des S. 306 angegebenen, dem Gange unmittelbar anliegenden Gesteins, daß es sich hier um einen durch Kontaktmetamorphose zu einem hornfelsartigen Gebilde³⁹⁾ umgewandelten Phyllit handelt, ein Zeichen, welchen verändernden Einflusses das Eruptivgestein fähig ist.

g) Kaliglimmer.

Wir stellen hier das Ergebnis der Analyse voran:

Si O_2	44,65
Ti O_2	n. b.
$\text{Al}_2 \text{O}_3$	39,33
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	0,60 ⁴⁰⁾
Ca O	0,23
Mg O	0,15
$\text{K}_2 \text{O}$	7,64
$\text{Na}_2 \text{O}$	2,65
$\text{H}_2 \text{O}$ unter 105°	0,01
Glühverlust	5,24
Summe	100,50%

Wenn man hiermit die Zusammensetzung von 120 Muskoviten vergleicht, wie sie C. HINTZE in seinem „Handbuch der Mineralogie“, II, S. 634—638, wiedergibt, so fällt der hohe Gehalt an $\text{Al}_2 \text{O}_3 = 39,33\%$ unseres Minerals auf⁴¹⁾.

³⁹⁾ Die Quarzkörner sind mosaikartig miteinander verzapft.

⁴⁰⁾ Die allenthalben zu beobachtende Bräunung des Minerals läßt die Bestimmung des Ferroeisens untunlich erscheinen.

⁴¹⁾ Im Anschluß an eine Bemerkung bei W. F. HILLEBRAND l. c., S. 96, wonach „ältere und zuweilen auch neuere Analysen höchst unwahrscheinliche Aluminiumwerte zeigen“, muß nach den bei HILLEBRAND S. 95 angeführten Gründen die mittelbare Bestimmung des Al im allgemeinen entschieden empfohlen werden. Es ist hierbei allerdings zu berücksichtigen, daß das

Bei C. HINTZE bleibt mit Ausnahme von neun Analysen der Betrag des Sesquioxys unter 38%. Von diesen neun Analysen weisen sechs einen Gehalt von Al_2O_3 auf, der größer ist als 38,72% (Nr. 78 [40,61], Nr. 94 [39,06], Nr. 102—105 [43,00; 42,40; 41,50; 41,40]), und alle diese entstammen bemerkenswerterweise den Schmirgelvorkommen von Gunnuch-Dagh und Unionville. Diesen Glimmer bezeichnete man auch mit dem Namen Euphyllit, ein Mineral, das TSCHERMAK als „Gemeenge oder Mischung von Paragonit, Muskovit und etwas Margarit“ ansieht⁴²⁾. Ich möchte annehmen, daß diese Glimmer entsprechend ihrer Entstehung Korund beigemischt enthalten und so den Ephesit und Lesleyit genannten Mineralien, die gleichfalls an den beiden erwähnten Fundpunkten vorkommen, nahestehen (2, S. 387).

Für die Deutung der Glimmergänge, in den Vorkommen vom Cerro Redondo sind diese Verhältnisse von Wichtigkeit.

Über die optischen Verhältnisse des vorliegenden Minerals ist noch zu bemerken, daß der Winkel der optischen Achsen recht groß ist.

h) Grünsteinartiges lamprophyrisches Ganggestein.

Dieses dem Cerro Redondo nächste Eruptivgestein ist zweifellos verwandt mit den grünsteinartigen Lamprophyren, die K. WILLMANN (27, S. 16) erwähnt, und teilt mit ihnen das Schicksal, wegen weitgehender Umwandlung nicht genau bestimmbar zu sein. Unter dem Mikroskop verrät sich der genannte Zustand durch große Mengen von Klinoisit mit den bekannten lebhaften fleckigen Interferenzfarben. Das Mineral steht teilweise noch im Zusammenhang mit der ursprünglichen Hornblende.

Schmelzen der geglühten Oxyde mit Kaliumpyrosulfat — namentlich bei größeren Mengen von Al, wie oben gezeigt wurde — Schwierigkeiten bieten kann. Die Fällung der Gruppe erfolgt durch Ammoniak oder, wenn nicht die bei HILLEBRAND a. a. O. S. 99 angeführten Fälle vorliegen, durch gereinigtes Ammonpersulfat. Mangan, das fast stets vorhanden, muß in einem Sonderaufschluß bestimmt und sein Wert zur Berechnung der Oxydsumme herangezogen werden. Das gleiche gilt gegebenenfalls von P, V und Cr.

Nach dem Aufschließen der Oxyde wird das Eisen titrimetrisch und das Titan kolorimetrisch bestimmt.

⁴²⁾ Lehrb. d. Min. 6. Aufl., S. 588 und HINTZE, Handbuch II, S. 608.

II. Die Entstehung des uruguayischen Vorkommens.

Es wurde schon gesagt, daß sich das Gestein der höheren Teile des Cerro Redondo durch sehr geringen Gehalt an Eisenerz auszeichnet, dem zweiten Hauptgemengteil des Begriffs Schmirgel. Es handelt sich also in der Tat richtiger um einen in kristalline Schiefer eingeschalteten Korundfels, und die vorliegende Betrachtung kann sich darauf beschränken, eine Deutung dafür zu suchen, wie derartige Mengen Aluminiumoxyde in Gesteinen von sedimentärem Ursprung sich bilden konnten.

Es ergeben sich folgende Möglichkeiten:

Entstehung durch unmittelbare magmatische Ausscheidung;

Bildung durch Dynamo- und Tiefenmetamorphose;

Entstehung durch Kontakt- bzw. Pneumatokontakt-metamorphose.

1. Korund als magmatische Ausscheidung.

Beim Anblick des durchaus massigen Gipfelgesteins und der Kordieritführung in dem umgebenden Schieferhornfels möchte man zunächst an ein Eruptivgestein denken und erinnert sich daran, daß J. MOROZEWICZ (18, S. 221) das Vorkommen freier Tonerde sowohl in sauren als auch in basischen eruptiven Alumosilikatgesteinen als Ausscheidung von Magmen bezeichnet hat, die an dem genannten Stoff übersättigt waren⁴³). Man hätte sich vorzustellen, daß diese Übersättigung in unserm Fall aus dem durchbrochenen Phyllit sich abgeleitet habe. Es müßten dann aber in dem Korundfels die Mineralien vorkommen, die für das eingeschmolzene Eruptivgestein bezeichnend waren, in erster Linie doch wohl Feldspat. Davon ist aber nichts zu beobachten.

Sollte aber nicht vielleicht ein besonders wirksamer Magma saft denselben Einfluß ausgeübt haben wie das Magma?

2. Entstehung durch Dynamo- und Tiefenmetamorphose.

Bei der Erörterung der Frage, ob nicht vielleicht mechanische Kräfte und erhöhte Temperatur, allenfalls durch Versenken eines Rindenstreifens in größere Tiefe, das ursprüngliche besonders tonige Gestein in Korundfels umge-

⁴³) S. hierzu auch J. H. L. VOGT, über die Rödsand-Titan-eisenerzlagerrstätten in Norwegen (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18, 1910, S. 59).

wandelt haben, sei zunächst an das erinnert, was eingangs dieser Untersuchungen gesagt wurde: Es ist kaum denkbar, wenn man nicht kühne tektonische Entwürfe heranziehen will, daß ein zwischen kristalline Schiefer der obersten Zone eingeschlossener, wenige Meter mächtiger Streifen, ausgerechnet dort, wo ein hoher Tonerdegehalt vorhanden war⁴⁴⁾, in die Tiefe versenkt wurde, so daß ein Kordierit- und ein massiger Korundfels sich bilden konnten, Gesteine, die man im innersten Kontakthof eines Granits erwarten möchte. Es wurde auch schon gesagt, daß sich am Cerro Redondo und in dessen Nachbarschaft durchaus nicht etwa eine Steigerung tektonischer Beeinflussung des Gesteins beobachten lasse und weiterhin auf die Harnische hingewiesen, die sich mit Vorliebe längs der von Kayserit erfüllten Gesteinsklüfte zeigen. Es ist also dieser Teil mechanischer Vorgänge sicher jünger als die Korundbildung.

3. Kontakt- bzw. pneumo-kontaktmetamorphe Entstehung.

Wenn wir im obigen gewisse Entstehungsarten unseres Vorkommens abgelehnt haben, so erhebt sich jetzt die Frage, ob dieses uns vielleicht Erscheinungen zeigt, die zur Annahme der in der Überschrift angegebenen Bildungsweise führen können. In der Tat ist dem so, denn bei uns erscheint ein vorbildliches Kontaktmineral, nämlich der Kordierit, der „treue Korundgefährte“. Bei dem sächsischen Vorkommen kann nur der Chloritoid „als bezeichnendes Mineral für regionalmetamorphe Gesteine“ erwähnt werden⁴⁵⁾, bei den Naxosgesteinen sind neben Turmalin drei Mineralien — Disthen, Sillimanit und Chloritoid — leitend, denen S. A. PAPAVALIOU⁴⁶⁾ eine teils pneumatolytische, teils kontaktmetamorphe Entstehung zuschreibt, während „gewisse Gemengteile, wie Staurolith, Spinell, Vesuvian, vielfach mit Gebirgsdruck zusammenhängen dürften“ (a. a. O., S. 107). Was schließlich die von R. KRAEMER nicht in der Natur untersuchten kleinasiatischen Vorkommen anlangt, so stützt

⁴⁴⁾ D. h. ein entweder ursprünglich reicher wie durch Bauxitbildung gesteigerter Gehalt. Wie S. A. PAPAVALIOU (20. S. 99) für die griechischen Vorkommen mit Recht bemerkt, müßten bei Annahme der geschilderten Umwandlung Vorkommen des Schmirgels häufiger sein, während sie doch in der Tat „ganz lokale Vorkommnisse bilden“ (s. hierüber weiter unten).

⁴⁵⁾ 5, S. 51.

⁴⁶⁾ 20, S. 106; die wichtige Arbeit von TSCHERMAK über den Schmirgel von Naxos war mir leider nicht zugänglich.

sich der Genannte besonders auf Struktureigentümlichkeiten, wenn er den Schmirgel als kontaktmetamorphen Bauxit anspricht. Unter den leitenden häufigeren Begleitmineralien werden Chloritoid, Rutil, Staurolith und Spinell angeführt.

Im Gegensatz zu diesem Vorkommen vermag man bei dem vorliegenden deutlich eine Steigerung der Umwandlung aus ursprünglichem Phyllit in Kordieritphyllit, dann Kordieritschieferhornfels bis Kordieritkorundhornfels und schließlich Korundfels festzustellen. Das Vorkommen des Korunds in Kontaktthöfen von Tiefengesteinen ist nicht häufig; neuerdings hat W. MAIER (14 und 15) einen derartigen Fall aus der Gegend von Barcelona beschrieben, wo es sich um den Kontakt zwischen Granit und kambrisch-silurischen Tonschiefern handelt. Die Stufenfolge ist hier: Tonschiefer — Knotentonschiefer — Knotentonglimmerschiefer — Knotenglimmerschiefer und Kordierit- bzw. Kordieritkorundhornfels⁴⁷⁾. Bemerkenswert ist in diesen und benachbarten Hornfelsen das Auftreten von Albit, Lithionglimmer und Kassiterit. Es ist diese Vergesellschaftung ein Beweis dafür, daß die Bildung des Korunds nicht zu den „protokontaktmagmatischen“ sondern zu den „protokontakt-pneumatolytischen Vorgängen J. KOENIGSBERGERS gehört⁴⁸⁾. So wird es auch begreiflich, daß zur künstlichen Umwandlung der Tonerde in Korund durch bloßes Erhitzen sehr hohe Temperaturen nötig sind⁴⁹⁾. Mit Recht stellt es deshalb auch H. ROSENBUSCH als möglich hin, daß der Korund aus Leptynolitheinschlüssen im Granit des Dep. Finistère zu den pneumatolytischen Kontaktbildungen gehöre und vergleicht dieses Vorkommen mit dem am Dioritkontakt von Klausen, wo der Korund mit reichlichem Turmalin und im Zusammenhange mit tektonischen Vorgängen auftritt⁵⁰⁾.

Bei Erwähnung der letztgenannten Erscheinungen denkt man an die Abhängigkeit pneumatolytischer Kontaktbildungen von Spalten und Klüften und findet im besonderen eine bemerkenswerte Übereinstimmung zwischen dem Turmalinhornfels vom Auersberge in der Kontaktzone des

⁴⁷⁾ Leider wird eine Analyse dieses letzten Gesteins nicht angegeben, es fehlt mir überhaupt an Analysen von Gesteinen, die den vorliegenden gleichgeartet sind.

⁴⁸⁾ C. DOELTER, Handb. d. Min. Chemie II, 1, S. 39.

⁴⁹⁾ 2250° im elektrischen Ofen MOISSANS (angeführt nach MOROZEWICZ 18, S. 23).

⁵⁰⁾ Mikr. Physogr. II, 1, 1907, S. 111 u. 309.

Eibenstocker Turmalingranits⁵¹⁾ und unserem Turmalin-Kordieritschieferhornfels der kleinen spaltenartigen Vorkommen östlich des Weges von Minas nach Pan de Azúcar. Und — um die Ähnlichkeit mit dem sächsischen Vorkommen noch zu erhöhen — sehen wir bei uns weiterhin wie das nach Ausbildung des Kordieritfelses turmalinisierte Gestein in einem Teile als Breccie erscheint. Es handelt sich um eine Reibungsbreccie, d. h. einen Keil zermalnten Gesteins, der durch eine gangförmige Entsendung des in der Tiefe steckenden Eruptivgesteins in die Höhe gedrückt wurde. Die Ähnlichkeit mit dem „als stehengebliebener Rest eines Ganges von Reibungsbreccie⁵²⁾“ zu deutenden Topasbrockenfels vom Schneckenstein im Eibenstocker Massiv springt in die Augen.

Wenn am eigentlichen Cerro Redondo die Turmalinisierung auch nicht die Bedeutung hat wie an der kleinen Gesteinsinsel östlich des genannten Weges, so konnte oben doch gezeigt werden, wie sich das Mineral in dem Kordieritschieferhornfels auf Kosten des Kordierits Platz gemacht hat. Man sollte nun in dem Korundfels, als dem am stärksten von der Pneumatometamorphose betroffenen Gesteine einen bedeutenden Gehalt an Turmalin erwarten, was aber nicht der Fall ist. Statt dessen beobachtet man ein negatives Merkmal, nämlich das starke Zurücktreten der Kieselsäure, die im Phyllit als Quarz sowie Serizit und im Schieferhornfels als Aluminiummagnesiumsilikat, z. T. auch von Serizit und etwas Quarz begleitet, vertreten war⁵³⁾.

Die Entstehung dieser Mineralien ist älter als die des Turmalins und Korunds und es kann also die Bildung des letzteren nur durch Zerspaltung der genannten Silikate und ihrer Verdrängung durch Korund⁵⁴⁾ erfolgt sein, ein

⁵¹⁾ Der ja auch das Korundvorkommen vom Ochsenkopf zugehört.

⁵²⁾ H. ROSENBUSCH, Mikrosk. Phys. II, 1, S. 125.

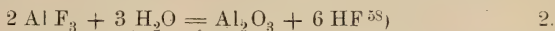
⁵³⁾ Die gleiche Verminderung des Si O₂-Gehaltes zeigen die korundführenden Hornfelse des Mt. Tibidabo, nachdem W. MAIER, auf die Unwahrscheinlichkeit der Paragenesis Quarz-Korund aufmerksam gemacht, den vermeintlichen Quarz als teils Albit, teils Kordierit bestimmt hat (15, S. 26). Immerhin ist, wie gleich zu zeigen, das Vorkommen quarzführender Korundfelse als Uebergangszustand durchaus nicht unmöglich. Auch F. KILLIG erwähnt Quarz neben Korund (5, S. 48).

⁵⁴⁾ In dieser Weise möchte ich auch die Augentextur Taf. VIII, Abb. 1 und 2 deuten.

Vorgang, der gar nicht im Wesen der reinen⁵⁵⁾ Kontakt-metamorphose liegt⁵⁶⁾. Die reichliche Anwesenheit des Turmalins und die starke Abnahme der Kieselsäure deuten auf die Stoffe hin, welche die Spaltung bewirkten, nämlich flüchtige Fluoride^{56a)}, vielleicht in Gegenwart von Schwefelsäure. Aber auch ohne die letztgenannte Verbindung — die der Chemiker zusetzt um die Silikate vollständig aufzuschließen und zugleich die Basen in die entsprechenden Sulfate überzuführen — erfolgt in unserem Falle die Spaltung, zumal da sicherlich das Fluorid unter erhöhtem Druck stand. Während nun einerseits das Aluminium in das Fluorid übergeführt wurde, verflüchtigte sich die Kieselsäure nach der bekannten Formel:



und andererseits entstand hierbei das zur Bildung des Al_2O_3 nötige Wasser:



Beide Gleichungen sind umkehrbar; aus einem anfänglichen Überschuß von Fluorid in der Tiefe entstanden in Gleichung 1 schon beträchtliche Mengen von Siliziumfluorid, das an feuchten Stellen nahe der Oberfläche, wo es nicht verflüchtigte, wieder neue Mengen wirksamen Fluorwasserstoffes lieferte:



Ebenso wird die Gleichung 2 solange von rechts nach links verlaufen, bis ein Überschuß von flüchtigem Fluorid

⁵⁵⁾ D. h. im wesentlichen ohne Zufuhr neuer Stoffe erfolgten Umwandlung, ein Fall, der neueren Untersuchungen zufolge vergleichsweise selten.

⁵⁶⁾ Ihr Kennzeichen ist vielmehr der Aufbau derartiger Verbindungen, die den veränderten chemischen und physikalischen Bedingungen am besten angepaßt sind. Daß Korund um tonerdereiche Mineralien sich findet und aus deren „Auflösung“ entstanden ist, erwähnt R. BRAUNS (Chem. Mineralogie, S. 312 f).

^{56a)} Über Bildung von Korund durch Einwirkung von Vulkanischem NH_4F auf Tonerde s. J. W. SHIPLEY, Som. Chem. observ. on the volc. Emanations and inrust. in the Valley of 10 000 Smokes, Alaska (Am. J. Sci. I, 1920, 141. Angef. n. Geol. Zentralbl. 26, S. 488, 1921).

⁵⁷⁾ Hier an Stelle eines flüchtigen Fluorids gesetzt.

⁵⁸⁾ AlF_3 wird bei gewöhnlicher Temperatur von Wasser nicht angegriffen; bei der sehr hohen Temperatur der Cl- und F-Fumarolen (der Zinnträger in Sachsen) befindet das Wasser sich in überhitztem Zustande und ist daher äußerst wirksam.

^{58a)} Vgl. R. MARC, Vorles. über die ehem. Gleichgewichtslehre, 1911.

(HF, NH_4F , SiF_4) sich aufgehoben hat und der Vorgang wieder im Sinne von links nach rechts stattfindet. Auf diese Weise erhielt bekanntlich schon HAUTEFEUILLE Kristalle von Korund, indem er nämlich über stark erhitzte Tonerde Fluorwasserstoff leitete, und W. BRUHNS, durch Behandeln amorpher erhitzter Tonerde mit schwach NH_4F -haltigem Wasser in geschlossener Röhre⁵⁹).

Während wir also für den Korundfels des Cerro Redondo eine rein kontaktmetamorphe Bildung ablehnen müssen, so dürfte diese für den Kordierit bestehen bleiben (s. weiter unten). Die durch ihn gekennzeichnete Hornschieferzone nimmt, wie aus der Skizze Fig. 2 ersichtlich, einen ungleich größeren Flächenraum ein als der Korundfels. Während dieser nur an den höheren Stellen des Berges auftritt, läßt sich der Schieferhornfels bis zu der kleinen Ausschachtung am Ostfuße und vielleicht noch darüber hinaus verfolgen. Es muß sich also um einen in verhältnismäßig geringer Tiefe verborgenen, aber nicht aufgeschlossenen Tiefengesteinsstock von ziemlich beträchtlichem Umfang handeln. Diese Deutung hat nichts Gezwungenes, sieht man doch die große Verbreitung des Granites in der Umgebung des Cerro Redondo und an dessen Nordfuß die als Spaltungsgestein des Granites gedeutete kleine grünsteinartige Eruptivmasse.

Befremden kann es nur, daß auf so kurze Entfernung zwischen den höheren Teilen des Cerro Redondo und seinem Fuß hochgradig umgewandelte Gesteine wie es der Kordierit-schieferhornfels ist und unveränderter Phyllit nebeneinander vorkommen, da doch zur Bildung des Kordierits Nähe

⁵⁹) Entsprechend ist der Vorgang, wo, wie oben S. 319 angeführt, aus Kayserit durch Behandeln mit Kaliumpyrosulfat und Ammoniumfluorid Korund hergestellt wurde. Das Pyrosulfat ($\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7 \rightarrow \text{K}_2\text{SO}_4 + \text{SO}_3$) entspricht hier dem Dichromat, Tetraborat, Bimolybdat und Bleioxyd—superoxyd in den Versuchen von ELSNER, EBELMEN, PARMENTIER, FREMY & FEIL (HINTZE, Handb. I, S. 1781, Fußnote), während das sich leicht zersetzende NH_4F , wenn man sich so ausdrücken will, als „Mineralbildner“ wirkte. In der Tat diente der Fluorwasserstoff einerseits dazu, die Verbindung Al_2O_3 durch Herabsetzung des Schmelzpunktes leichter für das Sulfat angreifbar zu machen, indem er sie in AlF_3 umwandelte (woraus vorübergehend etwas Korund entstand) und andererseits, um die Kieselsäure des Minerals abzuspalten und zu verflüchtigen. Es sind dies wohlbestimmte chemische Vorgänge z. T. katalytischer Natur und man muß J. MOROZEWICZ rechtgeben, wenn er sagt (18, S. 9), daß der Ausdruck „Mineralisator“ „keinen streng wissenschaftlichen Sinn“ habe und besser aus der Wissenschaft zu streichen sei.

des Eruptivgesteins erforderlich ist. Außerdem scheint es schwer verständlich, inwiefern der magnesiumarme Phyllit sich gerade in das genannte Gestein umwandelte. Bei W. MAIER (14, S. 52) haben das unveränderte wie das Kordieritgestein vom Südabhange des Mt. Tibidabo ungefähr den gleichen Gehalt an MgO. Leider weiß man über die künstliche Bildung des Kordierit noch wenig⁶⁰⁾.

Ein Zeuge für die angegebene Art der Korundbildung ist neben dem Turmalin das Aufsteigen kieseliger Lösungen⁶¹⁾ längs einer im südlichen Teile senkrecht stehenden und weiter nördlich gegen den Berg einfallenden Spalte. Die Durchwärmung des Phyllits muß dabei eine bedeutende gewesen sein, da sonst nicht die beschriebenen Neubildungen endomorph hätten entstehen können. Man hat es hier mit einer Injektion zu tun, die auch exomorphe Einflüsse ausübte, wie aus dem oben beschriebenen verglasten Phyllit hervorgeht.

In der Fortsetzung dieser Vorgänge begann wahrscheinlich sehr bald die Umwandlung des Korunds. Sie lieferte Kaliglimmer und ein chemisch dem Diaspor entsprechendes Mineral, das „Kayserit“ genannt wurde. Dieses reicherte sich in Klüften und schmalen Gängen an, die als Zonen geringeren Widerstandes die erwähnten Harnische als Zeugen späterer mechanischer Verschiebungen im Gestein aufweisen.

III. Die Bildung von Korundgesteinen in kristallinen Schiefen sedimentären Ursprungs.

Beim Vergleich unserer Analyse S. 314 mit der Zusammensetzung von Schmirgelgesteinen, wie sie bei H. ROSENBUSCH (Elemente der Gest.-Lehre, 3. Aufl., S. 679) und U. GRUBENMANN (Krist. Schiefer, 2. Aufl., S. 284) sowie bei PAPAYASILIOU (20, S. 87) gegeben wird, fällt, wie schon oben bemerkt, der niedrige Gehalt an Eisenerz auf, d. h. jenes Bestandteiles, der als Magnetit oder Hämatit für den Begriff „Schmirgel“ unerlässlich ist. Hier beträgt die

⁶⁰⁾ Bezügl. des Wassergehalts des Minerals s. DOELTER, Handb. d. Mineralchemie II, 2, S. 616, 1917. Häufiges Vorkommen des Minerals in microlitischen Eruptivgneisen erwähnt H. SCHWENKEL, Tscherm. Min. Petr. Mitt. 31, S. 163, 1912.

⁶¹⁾ Vergleiche die Formel 3 auf S. 327. Der gesteigerte Gehalt an Na der Analyse S. 320 weist vielleicht auf Zufuhr albitischen Feldspats hin, der bei der Feinheit des Gesteinkornes der Beobachtung entgeht.

Summe der beiden Sesquioxyde, die für sich weiten Schwankungen unterworfen sind, angenähert 90%, während andere Bestandteile keine bestimmende Rolle spielen.

Leider steht mir von den bei ROSENBUSCH-WUELFING⁶²⁾ namhaft gemachten Arbeiten über das Vorkommen von Korund als Kontaktmineral keine zur Verfügung und es ist auch zu bezweifeln, ob diese Schriften eine genügende Anzahl Analysen enthalten, die zum Vergleich mit derjenigen unseres Gesteines dienen könnten⁶³⁾. Trotzdem darf angenommen werden, daß der Gehalt der Eisenerze, die das Kontaktmineral begleiten, nicht die Höhe desjenigen der urbildlichen Schmirgelgesteine erreicht. Die Kontaktkorundgesteine⁶⁴⁾ sind also aus der Reihe der kristallinen Schiefer gänzlich auszumerzen.

Es bleiben also solche Aluminiumoxydgesteine übrig, die durch einen oft beträchtlichen Gehalt an Eisenerzen ausgezeichnet sind. Die Entstehung dieser echten Schmirgelgesteine wird vorwiegend noch auf Bildungen wie Bauxit, Laterit und Terra rossa zurückgeführt und mit dieser Annahme haben wir uns jetzt zu befassen.

Trotz einer großen Reihe von Arbeiten, die sich mit der Bildung dieser Gesteine — die teils als Kristalloid-, teils als Kolloidalumolithe aufzufassen sind (1) — und der gegenseitigen Verwandtschaft beschäftigen (23 und 7), fehlt es doch noch gänzlich an Beobachtungen, die es gestatteten, eine Brücke zu schlagen zwischen den genannten geologisch jungen Bildungen⁶⁵⁾ und dem in kristallinen Schiefen gesteinsartig auftretenden eisenerzhaltigen Korund, dem Schmirgel. Sehr nahe liegt es — aber wohl zu nahe — ihn als umgewandelten Bauxit zu denken. Man setze ihn zu diesem Zwecke in Gedanken hohem Druck und gesteigerter

⁶²⁾ Mikroskop. Physiogr. I, 2., 4. Aufl. S. 86.

⁶³⁾ Auch die Arbeit von W. MAIER (14) bringt keine Analyse eines Korundgesteines und die von G. KLEMM (7a) war mir leider nicht erreichbar.

⁶⁴⁾ Zu denen auch das Vorkommen vom Ochsenkopf zu stellen ist (s. u.).

⁶⁵⁾ Siehe hierzu die Arbeit von W. J. MEAD (16), der eine Anzahl guter Abbildungen unter anderen von oolithischem Bauxit beigegeben sind. Der Verfasser kommt zu dem Ergebnis, daß „the Bauxit and associated clays are the products of surface weathering of the Syenite by normal processes of rock descomposition, and are in no sense chemical sediments“. Die Nähe heißer Quellen und die bemerkenswerte Bildungsfolge: Syenit (Muttergestein), Kaolin-Bauxit möchte für die letztgenannte Entstehung sprechen.

Temperatur aus, so muß er sich in Korund umwandeln, zumal da ja die nötige „Bergfeuchtigkeit“ im Wassergehalt des Ausgangsgebildes vorhanden und der ganze Vorgang künstlich nachzuahmen ist.

Nach diesem Schema kann sich Schmirgel gebildet haben, doch muß es durchaus nicht so gewesen sein. Um die Bauxitit-Theorie wahrscheinlich zu machen, müßte es uns möglich sein, wenigstens in groben Linien die Bildungsverhältnisse der vermeintlichen Urmasse des Schmirgels rückzuentwerfen, um sie mit denjenigen des Bauxitits usw. zu vergleichen. Bei dem hohen geologischen Alter der Schmirgelvorkommen stößt aber jeder Versuch auf große Schwierigkeiten. Wie weit derartige Entwürfe voneinander abweichen würden, kann man schon aus Versuchen schließen, die zur Deutung der Bildungsumstände des Bauxitits gemacht wurden. So nimmt W. PAULS (21, S. 569) als Ergebnis seiner Untersuchungen ungarischer Aluminiumerze an, daß die als Terra rossa zu denkenden Restgebilde der Aufarbeitung des Kalkes in das durch tektonische und vulkanische Tätigkeit gelockerte Kalkgebirge nach Art eines „sekundären, alluvialen“ Laterits eingeschwemmt wurden. Der genannte Verfasser stützt sich dabei auf u. a. LACROIX, der hervorhebt, „daß überall, wo Bauxit im Süden Frankreichs anzutreffen ist, sein Vorhandensein mit einer stratigraphischen Periode zusammenfällt. Seine Bildung geht Hand in Hand mit einer Festlandwerdung“^{65a}).

Gezwungener erscheint die Rückentwerfung der Absatzverhältnisse durch R. LACHMANN (9, S. 360), der die metasomatische Bildung des Bauxitits aus tonerdereichen Kalken durch Einwirkung juveniler sulfidischer Eisensalzlösungen erklären will. Es ist nicht ausgeschlossen, daß sich auf diese Weise kleine vereinzelte Vorkommen gebildet haben (17, S. 207^{65b}). Die Entstehung ausgedehnter Lager dürfte auf diese Weise aber nicht zu erklären sein.

Kehren wir zu dem geologischen Vorkommen des Schmirgels zurück! Nach dem bisher Beobachteten scheint es, als ob das Auftreten von Korund in sedimentogenen metamorphen Gesteinen⁶⁶ einerseits an kristalline Kalke und

^{65a}) S. hierzu F. BEYSLAG, Bauxitvork. im Bihargebirge (diese Zeitschr. 70, Monatsber. S. 10, 1918).

^{65b}) Vgl. K. BODEN, diese Zeitschr. 67, S. 105, 115, 1915.

⁶⁶) FR. TUCAN (23, S. 407) und mit ihm M. KŤSPATŤ (7, S. 551) erwähnen Korund in Kalken des Karstes zusammen mit Amphibol, Epidot, Zoisit, Granat, Turmalin, Periklas, Bruzit usw. als authigene Bestandteile, entstanden durch „Dynamo- oder Kontaktmetamorphose“.

Dolomite, andererseits an mehr oder weniger tonerdereiche Bildungen, wie Phyllite, Glimmer- und Chloritschiefer sowie vielleicht Hornblendegesteine gebunden ist. Dieses geologische Vorkommen des Korunds ist ohne weiteres begreiflich; man kann sich die Vorstellung machen, daß die Tonerde sich aus den betreffenden Mineralien abgespalten habe⁶⁷⁾ oder durch irgend eine Metamorphose gleichzeitig mit der Bildung der Mineralien aus dem amorphen in den kristallinen Zustand übergegangen sei. Wie aber verhält es sich mit dem Vorkommen des Schmirgels in kristallinen Kalken und Dolomiten, einer Erscheinungsform, auf welche die LIEBRICHSche Theorie und die von PAULS für die ungarischen Bauxitite gegebene Erklärung scheinbar vorzüglich passen?

Bei der Beantwortung dieser Frage hat man sich an die Untersuchungen von S. A. PAPAVALIOU zu halten, da die von ihm gemachten Folgerungen im Gegensatze zu der Theorie von LIEBRICH und ihrer Anwendung durch R. KRAMER auf kleinasiatische Vorkommen sich auf gründliche Beobachtungen im Feld stützen.

Es erhebt sich zunächst die Frage, ob das Urgebilde des Korunds — wenn wir den von PAPAVALIOU verfochtenen Gedanken einer Aluminiumzufuhr fallen lassen — amorpher beigemengter Ton oder kristallisierte Aluminiumsilikate waren, d. h. ob die bislang als Ergebnis der Tiefen- oder Dynamometamorphose gedeutete Korundbildung gleichaltrig mit der Umwandlung eines unreinen Kalkes in Marmor und die ihn begleitenden Mineralien⁶⁸⁾ oder ob sie jünger als diese ist.

Die Antwort auf diese Fragen und damit der Haupteinwand gegen die Bauxittheorie ergibt sich aus der Arbeit des griechischen Verfassers. Es zeigt sich nämlich, daß der Schmirgel örtlich ganz beschränkte Vorkommen im Marmor bildet, was in keiner Weise auf Terra rossa- oder Bauxitartige Aufarbeitungsrückstände schließen läßt (20, S. 99). Im übrigen ist man von einer Rückentwerfung der Bildungsverhältnisse des Marmors (Annahme einer Verlandung, während der die tonigen Gebilde in Taschen der Klüfte des Untergrundes geschwemmt wurden [21, S. 570]) hier um so mehr entfernt, als das Alter des griechischen Grundgebirges noch vollkommen strittig ist (19, S. 175).

⁶⁷⁾ S. 327, Fußnote 56.

⁶⁸⁾ PAPAVALIOU schreibt die Umwandlung dem als Schiefergranit aufzufassenden „Gneis“ zu (19, S. 189).

Aber nicht nur in örtlichem, sondern auch in zeitlichem Sinne müßte nach der in Rede stehenden Annahme das Vorkommen des Schmirgels ein weit häufigeres sein. Es müßten sich also, da Terra rossa-artige Gesteine sich sicherlich zu vielen Zeiten und oft in einer Umgebung gebildet haben, die später weitgehend umgewandelt wurde, Schmirgelvorkommen in verschiedenen Formationen und an vielen Punkten der Erdoberfläche finden, was durchaus nicht der Fall ist⁶⁹⁾.

Nun zeigen die Untersuchungen S. A. PAPAVALIOU, daß auf den durch Schmirgelvorkommen ausgezeichneten Inseln Naxos, Irakliá und Sikonos eine innige Wechselbeziehung und alle Übergänge zwischen Marmor und verschiedenartigem Schiefer bestehen⁷⁰⁾. Es kommt so zu Gesteinen, die der Verfasser Schmirgelglimmerschiefer nennt und als mit Schmirgel getränkten und dadurch veränderten Glimmerschiefer auffaßt. Andere derartige Gesteine sind der Chloritoid- und der Sillimanitschmirgel. Wie es nun allgemein bekannt und gerade hier in Uruguay oft zu beobachten ist, daß größere Marmorvorkommen aus gelegentlichen kleineren Einschaltungen von Karbonaten zwischen kristalline Schiefer sich ableiten, so zeigt sich, daß gerade der Dolomitmarmor⁷¹⁾ reich ist an Einlagerungen silikatischer, mit Vorliebe Mg-haltiger Mineralien. Auch PAPAVALIOU spricht von Tremolith-, Aümant- und Hornblendeführung der Amómaxi-Marmore⁷²⁾.

Wenn man nun diese innigen Beziehungen und Wechselagerungen zwischen Marmorvorkommen, tonerdereichen Gesteinen und gebänderten Schmirgellagern erwägt, wenn man andererseits die große Länge von bisweilen einem Kilometer der Naxos-„Schmirgellagergänge“ in der Beschreibung von PAPAVALIOU berücksichtigt und schließlich sieht, wie sie stellenweise — weil aus, mit dem Marmor verglichen, nachgiebigerer Masse entstanden — eine Sonderfaltung aufweisen, ja sogar durch ihn hindurchgequetscht sind (20, Fig. 9, 11, 12, 14, 16, 18) — —so wird man daraus folgern,

⁶⁹⁾ So- vergleicht K. PIETZSCH (diese Zeitschr. 61, 1909, S. 74) den oft sehr reichlichen Ockergehalt des ostthüringisch-voigtländisch-sächsischen Obersilurkalkes mit der Terra rossa der adriatischen Küstenländer, ein Gedanke, der manche Anregung bietet. Dieses Schichtglied ist oft in starker Weise von dynamo- und auch kontaktmetamorphen Vorgängen betroffen worden, führt jedoch meines Wissens niemals Korund.

⁷⁰⁾ Vgl. hierzu besonders die Profile 1—3 in 19 und 20.

⁷¹⁾ Um ihn dürfte es sich auf den genannten griechischen Inseln nach der Beschreibung PAPAVALIOU handeln.

⁷²⁾ 20. S. 102.

daß es sich hier um ein auf pneumatolytisch-thermalein Wege entstandenes metasomatisches Vorkommen nicht nach kohlensauerem Kalk, sondern nach tonerde-reichen, wesentlich glimmerigen, dem Marmor ursprünglich zwischengelagerten Einschaltungen handelt. Hiermit steht auch die schon von TSCHERMAK⁷³⁾ gemachte Beobachtung im Einklang: wonach die Urmasse des Schmirgels eine schieferige Struktur besessen zu haben scheint. Die Entstehung der Nebengemengteile des Korunds (Turmalin, Chloritoid, Sillimanit u. a.) und des bei seiner Bildung zugeführten Erzes dürfte im wesentlichen gleichzeitig mit der der Hauptgemengteile gewesen sein: jene sind die Silikate, welche z. T. sich bei der Abspaltung eines ursprünglichen Al-Überschusses bildeten. Mit unserer Annahme der Schmirgel-entstehung befindet sich der von PAPAVALIOU erwähnte interessante Fall durchgreifend gangförmiger Lagerung des Minerals durchaus nicht in Widerspruch (20, Abb. 7 und 10) und ebenso wird unsere Deutung der von PAPAVALIOU beobachteten Abnahme der Kristallinität des Schmirgels von unten nach oben gerecht.

Unter den Einwänden, die unserer Deutungsweise gegenüber gemacht werden können, wird sich die Frage befinden, warum denn die den Marmor begleitenden Glimmerschiefer nicht korundhaltig sind, ein Fall, auf den schon eingangs dieser Arbeit bei Erwähnung der Ansicht von PAPAVALIOU über die Schmirgelentstehung aufmerksam gemacht wurde. Ganz allgemein scheint jedoch dieses Fehlen nach den Angaben des griechischen Forschers nicht zu sein (20, S. 112 und 119). Außerdem kann man sich vorstellen, daß die pneumatolytische, die Abspaltung des Al bewirkende Tätigkeit in den Marmorzwischenlagen besonders günstige physikalische Bedingungen gefunden hat, so wie es bei der Kordieritbildung in dem kleinen uruguayischen Vorkommen östlich der Straße von Minas nach Pan de Azúcar der Fall war. Gerade unser Vorkommen bietet ja auf den ersten Blick wegen der Unsichtbarkeit eines Tiefengesteins so manches Rätselhafte und doch ist dessen Wirken unbestreitbar.

Es ist auch denkbar, daß es sich bei den griechischen Gesteinen um gegenüber den geschilderten Vorgängen be-

⁷³⁾ Angeführt nach S. A. PAPAVALIOU 19, S. 94.

Vgl. hierzu auch KRAEMER (8, S. 32), der eine regellos körnige und eine schwachkörnige Struktur des Schmirgels unterscheidet (s. oben Fußnote 24).

sonders empfindliche Al-Silikate gehandelt habe, die gewissermaßen anziehend wirkten, wie das bei dem Paragonit des sächsischen Vorkommens anzunehmen ist. Siehe hierüber weiter unten.

Dem Ursprung der kleinasiatischen Schmirgelvorkommen kann nach der Arbeit von R. KRAEMER aus dem oben angeführten Grunde nicht nachgegangen werden. Von den Vorkommen wird gesagt, daß sie als „lentikuläre Massen inmitten des mächtigen . . . Marmors“ auftreten und daß sich in der Nähe eruptive Durchbrüche finden⁷⁴). Der Verfasser stellt sich auf die Seite der Bauxittheorie. Wenn wir sie im Anschlusse an PAPAVALIOU schon für die Entstehung des in Kalke eingeschalteten Naxoschmirgels abgelehnt haben, so müssen wir es erst recht für das interessante sächsische Vorkommen tun. Mit seiner Betrachtung nähern wir uns wieder dem uruguayischen Vorkommen, das den Ausgang dieser Untersuchung bildete.

Am Ochsenkopf handelt es sich um eine örtlich äußerst beschränkte Bildung, bei welcher jede Annahme einer Entstehung des Korunds aus bauxitisch-lateritischen Absätzen eine gänzlich in der Luft schwebende Vermutung wäre. Aber, wie schon eingangs angedeutet wurde, ist auch der Annahme einer Entstehung durch Tiefenmetamorphose nicht beizustimmen und zwar aus folgenden Gründen.

Die Phyllite des Ochsenkopfes sind, wie KILLIG hervorhebt und mit Analysen belegt, reich an Tonerde (bis 40%). Dieser hohe Gehalt ist nicht etwa auf die Gegend des Korundvorkommens beschränkt. Es ist deshalb schwer verständlich, wie die Metamorphose sich an einem so beschränkten Platze bis zur Schaffung von Korund steigern konnte, gleich als ob sich hier aus der Bühne des Epi- eine schmale Versenkung zu der des Meso- oder Katametamorphismus aufgetan hätte.

Wenn nun der Korund auch sich nicht von dem Paragonit herleitet — eine Frage, die nach den mangelhaften Aufschlüssen an dem sächsischen Fundpunkte nicht mit Sicherheit entschieden werden kann — so muß er aus dem tonerdereichen Phyllit auf pneumatolytischem Wege entstanden sein, wobei sich der Natronglimmer bildete⁷⁵). Die

⁷⁴) 8, S. 10 und 59.

⁷⁵) Man kommt also somit zu demselben Ergebnis wie KILLIG (5, S. 54), daß nämlich die Paragonitbildung jünger als die Korund- und Phyllitentstehung ist, nur daß der Altersunterschied zwischen den beiden ersten Mineralien gering ist.

Ähnlichkeit mit dem uruguayischen Vorkommen ist auffallend. Wenn aber hier das Vorhandensein eines Tiefengesteins nur vermutet werden kann, so befindet man sich bei dem sächsischen Korundlager in großer Nähe des Eibenstocker Granits, dessen pneumatolytische Äußerungen sozusagen sprichwörtlich sind⁷⁶⁾. Er durchsetzt diskordant die Phyllite. Wenn, wie F. KILLIG (5, S. 50) bemerkt, der Korund vermutlich an einen bestimmten Horizont im Phyllit gebunden ist, so ist dies eben der Horizont, dessen Alreiches Mineral oder Gestein durch die aufsteigenden Fluoride zerspalten wurde.

Bei dem sächsischen wie bei dem uruguayischen Vorkommen hat man es mit einer in die Streichrichtung phyllitischer Schiefer eingeschalteten Linse von Korundfels zu tun, deren gangförmiger Umriß⁷⁷⁾ von vornherein schon zu Vermutungen hinsichtlich des Ursprungs der Bildung Anlaß gibt. Durch die Nähe granitischer Massen gewinnen diese Annahmen festeren Boden und gestalten sich in dem angegebenen Sinne. Wir ändern deshalb die Ergebnisse, die F. KILLIG am Schlusse seiner Arbeit ausspricht, wie folgt:

- F. KILLIG, 1912: 1. Der Korund hat sich als ein Produkt der Regionalmetamorphose aus einem besonders tonerdereichen Sediment gleichzeitig mit dem Phyllit gebildet, und
2. der Paragonit ist nicht als ein Umwandlungsprodukt des Korunds anzusehen, sondern er ist ganz unabhängig vom Korund aus dem normalen Phyllit unter der Einwirkung Metallsalze führender und natronhaltiger Lösungen vermutlich thermalen Charakters hervorgegangen. Daß sich aus dem tonigen Sediment unter der Einwirkung der Regionalmetamorphose der örtlich korundführende glimmerreiche Phyllit gebildet hat, und später aus diesem Phyllit unter der Einwirkung Erz und Natron zuführender Lösungen, die vielleicht mit der Granitintrusion im Zusammenhang standen, fast reine Paragonitgesteine hervorgegangen sind, erklärt sich wohl durch den ungewöhnlich großen Tonerdegehalt und den verhältnismäßig geringen Kieselsäuregehalt des Ausgangsmaterials.

⁷⁶⁾ Als neuerdings beschriebene Äusserungen s. die Vorkommen von Axinit (3).

⁷⁷⁾ Siehe 22. Die Breite des Aufstriches dürfte dort aus praktischen Gründen eher noch übertrieben sein.

- K. WALTHER, 1915: 1. Der Korund am Ochsenkopf hat sich als ein Erzeugnis F-führender Al_2O_3 -abspaltender pneumatolytischer Entsendungen entweder aus dem tonerdereichen Phyllit oder vielleicht aus Anhäufungen von Paragonit gebildet.
2. Der Paragonit ist nach F. KILLIG nicht als Umwandlungsprodukt des Korunds anzusehen. Er ist aus dem Phyllit „unter der Einwirkung Metallsalze führender und natronhaltiger Lösungen . . . hervorgegangen“.
3. Korund- und Paragonitbildung gehören dem pneumatolytischen Tätigkeitszustand des Eibenstocker Granits an.

Auch bei dem uruguayischen Phyllit handelt es sich um ein infolge seiner Zusammensetzung vielleicht besonders zur Korundbildung geneigtes Gestein. Es kann nicht zufällig sein, daß, während bei ihm der Gehalt an Al_2O_3 sich nicht über den Durchschnitt erhebt, die Summe von SiO_2 und Al_2O_3 die Zahl 85 noch übersteigt. Sieht man hierauf die Analysen, die H. ROSENBUSCH (Elem. d. Gest. L., 3. Aufl., S. 561) von 18 Phylliten gibt, an und nimmt noch die Analysen bei KILLIG (5, S. 17 f) hinzu, so bemerkt man, daß mit geringen Ausnahmen⁷⁸⁾ die genannte Summe erheblich unter 85 bleibt. Das arithmetische Mittel beträgt rund 80 (80,38). Dies ist ganz begreiflich, denn bei einem Steigen des SiO_2 nähert sich der Phyllit einem Quarzitschiefer, womit gleichzeitig der Wert des Al_2O_3 fällt. Bei dem Phyllit vom Cerro Redondo sowie dem vom Ochsenkopf sind die Werte: 85,25 sowie 85,31 und 85,26; es ist bemerkenswert, daß angenähert die gleiche Zahl aus dem Korundfels des uruguayischen Fundpunkts, nämlich 87,98, sich ergibt und daß der Paragonit, jenes Mineral, das nach KILLIG aus dem normalen Phyllit hervorgegangen ist, theoretisch 87,20 % $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$, in der Tat aber durchschnittlich nur 85 % enthält. Man möchte also vermuten, daß es eine für die geschilderte Abspaltung von Al_2O_3 besonders geeignete Urmasse gibt. Ein hoher Gehalt an Tonerde allein scheint nicht dazu zu zwingen. Dies zur Seltenheit unseres Minerals außerhalb von Eruptivgesteinen.

⁷⁸⁾ Nr. 6, 8, 15 bei ROSENBUSCH, Nr. 7, 8 bei KILLIG. Nr. 16 und 18 bei ROSENBUSCH sind infolge ihres hohen Gehaltes an Eisenoxiden auszuschalten.

Faßt man das oben Gesagte zusammen, so sieht man folgendes: Die Bildung des Schmirgels und die des Bauxitit-Laterits verfolgen verschiedene Bahnen. Ausnahmsweise mag Bauxitit auf hydrothermale Wege entstehen, aber seine chemische Zusammensetzung allein berechtigt nicht zur Annahme, daß er das Urgebilde des Schmirgels sei. Die Bildung größerer Mengen von Korund innerhalb sedimentogener kristalliner Schiefer erfolgt teils als räumlich beschränkte Vorkommen in der Nähe von Tiefengesteinen (Korundfels), teils lagerartig als Schmirgel. In beiden Fällen handelt es sich um pneumatokontaktmetamorphe Vorgänge, die auf eine Abspaltung des Aluminiumoxyds aus tonerdereichen Mineralien und Gesteinen hinzielen. Während aber beim Korundfels eine Zufuhr neuer Bestandteile nur in geringem Maße erfolgt, kommt es beim Schmirgel zur gleichzeitigen aus dem entsprechenden Fluorid oder Chlorid sich herleitenden Bildung bedeutender Mengen von Eisenerz (s. hierzu auch 3, S. 25). Daß der Korund, wo er nicht aus dem Magma abgeschieden, ein im wesentlichen pneumatolytisches Erzeugnis ist, dafür spricht seine Begleitung durch Zinnstein und Lithionglimmer⁷⁹⁾, ferner das Gebundensein an pegmatitische Gänge⁸⁰⁾, Turmalingranite und ähnliche Dinge⁸¹⁾. Die Bildung des Korunds durchläuft nach dem Gesagten den Zustand des Aluminiumfluorids; dieselbe Verbindung, $AlF + aq$, kommt in der Natur als Fluellit vor und man weiß, daß dieses Mineral⁸²⁾ samt mehreren Aluminiumfluoriddoppelsalzen — worunter als bekanntestes der Kryolith — ausgeprägt pneumatolytischer Entstehung ist.

⁷⁹⁾ Korund im Zwaziland als „treuer Begleiter“ des Zinnsteines in und an Pegmatitgängen, ferner in den Zinnablagerungen der Black Hills von South Dakota (HINTZE, Handb. I, S. 1770, 1772; W. MAIER, 14, S. 51).

⁸⁰⁾ HINTZE (Handb. I, S. 1765), 19, S. 115.

⁸¹⁾ Oben S. 326. S. auch das Auftreten des Korunds als Begleiter von Wolframerzlagerstätten (1 a, S. 147).

⁸²⁾ Vergleiche sein Vorkommen zusammen mit Zinnstein und in einem greisenartigen Gestein (HINTZE, Handb. I, S. 2506).

Deutsche Geologische Gesellschaft.

März 1922.

Vorstand

Vorsitzender: Herr Pompeckj.

Stellvertr. Vorsitzende	{	„	Rauff.
		„	Deecke.
		„	Bärtling.
Schriftführer	{	„	Janensch.
		„	Leuchs.
		„	Solger.
Schatzmeister		„	Picard.
Archivar		„	Dienst.

Beirat

Die Herren Bergeat-Kiel, Buxtorf-Basel, Krusch-Berlin, Madsen-Kopenhagen, Stille-Göttingen, Stremme-Danzig, Frh. Stromer v. Reichenbach-München, Suess-Wien, O. Wilckens-Bonn.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

* bedeutet Teilnehmer an der Hauptversammlung in Darmstadt.

A. Ehrenmitglieder.

- Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geheimer Oberberg-rat, Präsident der Preußischen Geologischen Landes-anstalt, 1883. Berlin N4, Invalidenstr. 44.
- Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geheimer Bergrat, 1876. München, Bauerstr. 28 I.
- Bücking, Hugo, Dr., Professor, Geheimer Bergrat, 1873. Berlin-Charlottenburg, Bergbauabteilung der Tech-nischen Hochschule.
- v. Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburg-straße 4 B II.

- Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich 7, Hofstr. 100.
 Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geheimer Bergrat, Landesgeologe a. D., 1872. Gießen, Ebelstr. 18.
 Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1867. München, Giselastr. 29 I.

B. Ordentliche Mitglieder.

- Aachen, Aktien-Gesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen*, 1914, Aachen.
Aachen, Geologische Sammlung der Technischen Hochschule, 1907. Aachen.
 Aarnio, B., Dr., Dozent, 1922. Helsingfors, Geologische Kommission, Boulevardgatan 30.
 Abels, Josef, Dr., 1919. Freiburg i. Br., Maria-Theresia-Straße 6.
 Abendanon, E. C., Professor, 1907. Nunspeet (Holland), „Edmar-Hoeve“, Elspeetweg.
 Achenbach, Ludwig, Bergwerksdirektor, 1922. Wellinghofen bei Hörde (Westf.).
 Ahrens, Heinrich, Dr., Geologe, 1920. Berlin W 10, Genthiner Str. 5.
Aken-Rosenberger Deichvorstand, 1920. Aken (Elbe).
 Alberti, Rudolf, Dr., Kommerzienrat, 1914. Goslar (Harz), Reußstr. 2.
 Albrecht, Emil, Diplom-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Hannover, Bödeckerstr. 34.
 Allisat, W., konz. Markscheider, 1920. Mülheim (Ruhr). Uhlandstr. 58.
 Allorge, M. Marcel, 1908. Louviers (Eure, Frankreich). 10, rue St. Germain.
Altenessen, Köln-Neuessener Bergwerksverein, 1920. Altenessen.
 Althoff, Wilh., Fabrikant, 1920. Bielefeld, Werther Straße 30.
Altona, Altonaer Museum, 1910. Altona (Elbe).
 von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergdirektor, 1873. München, Akademiestr. 13 II.
 Andree, Karl, Dr., Professor, 1902. Königsberg i. Pr., Brahmstr. 19 I.
 Angenent, Paul, Dipl.-Bergingenieur, Bergwerksdirektor, 1920. Neustaßfurt.

- Anholt, Fürstlich Salm-Salm'sche Generalverwaltung*, 1914. Anholt (Westf.).
- Arlt, Hans, Dr., Bergrat, 1911. Bonn, Joachimstr. 4.
- Arndt, Heinrich, Dr., Reg.-Geol., 1909. München NO II, Himmereichstr. 3.
- von Arthaber, G., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.
- Artzt, Franz, Markscheider, 1920. Bochum, Dorstener Straße 151.
- Aschersleben, Kaliwerke Aschersleben A.-G.*, 1920. Aschersleben.
- Abmann, Paul, Dr., Bergrat, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Attenkofer, Georg, Präsident des Oberbergamts, 1920. München 23, Wilhelmstr. 11.
- Aulich, Dr., Professor an der Maschinenbau- und Hüttenschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.
- Aus dem Bruch, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920 Buer-Erle (Westf.), Auguststr. 39.
- Baechtiger, Arnold, Bergwerksdirektor, 1920. Wittmar (Braunschweig).
- Bad-Steben, Staatliche Grubenbetriebsleitung*, 1920. Bad-Steben (Ober-Franken).
- Bähr, Max, Bergwerksdirektor, 1920. Grube Ilse (N.-L.).
- Baldermann, Walther, konz. Markscheider, 1919 Essen-Altenessen, Heßlerstr. 51.
- Baldus, Paul, Bergrat, 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Balkenhol, Joseph, Studienrat, 1914. Witten (Ruhr), Ruhrstraße 51.
- *Ballerstedt, Max, Gymnasialprof. a. D., 1920. Bückeburg, Hannoversche Str. 12.
- Baelz, Walter, Bergrat, 1914. Berlin W 9, Leipziger Straße 2, Ministerium für Handel und Gewerbe.
- Bamberg, Paul, Fabrikbesitzer, 1902. Berlin-Wannsee, Kleine Seestr. 12.
- Barking, Hans, Dipl.-Ingenieur, 1920. Hamborn (Rhld.), Hufstr. 20.
- Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, 41 rue Pascal.
- Barry, Hans, Bergrat, 1921. Clausthal (Harz).
- Barsch, O., Dr., Bergrat, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

- Bärtling, R., Dr., Professor, Bergrat, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Bauckhorn, Heinrich, Betriebsführer, Gießereingenieur, 1920. Siegburg, Wilhelmstr. 165.
- Baum, Fritz, Bergassessor, Bergw.-Direktor, 1920. Duisburg, Wilhelmshöhe 6.
- Baumgärtel, Bruno, Dr., Professor, 1910. Clausthal (Harz).
- Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).
- Beck, Georg, Dr., Geologe, 1920. Westhoven-Köln.
- Becker, A., Gymnasiallehrer, 1912. Staßfurt.
- Becker, Hans Karl, Dr., 1922. Frankfurt a. M., Myliusstraße 49.
- Beckerling, Wilhelm, Markscheider, 1920. Massen. Bez. Dortmund, Hellweg 40.
- Bederke, Erich, Dr., Assistent am Geol. Inst. d. Univ., 1920. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
- Behlen, H., Forstmeister, 1908. Weilburg (Lahn).
- Behr, Fritz, M., Dr., Kustos, 1913. Köln-Marienburg, Oberländer Ufer 192.
- Behr, Johannes, Dr., Bergrat, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Behrend, Fritz, Dr., Geologe, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Behrendt, Paul, Bergassessor, Direktor der Alkaliwerke Ronnenberg A.-G., 1920. Hannover, Landschaftstr. 6.
- Beil, Curt, Bergwerksdirektor, 1920. Heringen (Werra).
- Belani, Carl, Dipl.-Ingenieur, 1920. Essen (Ruhr), Gutentorstr. 79.
- Belowsky, Max, Dr., Professor, Privatdozent, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
- Bentz, Gerhard, Bergassessor, 1920. Hagen i. W., Karlstraße 19 I.
- Berg, Georg, Dr., Bergrat, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Kiel, Schwanenweg 20 a.
- Bergmann, W., Dr.-ing. h. c., Hüttendirektor, 1904. Groß-Ilse bei Peine.
- Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Museums für Vulkanologie, Privatdozent, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 121.

- Berkenkamp, Wilhelm, Bergwerksdirektor, 1920. Kierberg bei Köln, Bahnhofstr. 4.
- Berlin, A.-G. f. Anilinfabrikation, 1922. Berlin SW 36.
- Berlin, Bibliothek der Technischen Hochschule, 1909. Charlottenburg.
- Berlin, Generaldirektion der Braunkohlen- und Brikett-Industrie A.-G., 1920. Berlin W 8, Mohrenstr. 10.
- Berlin, Geologisch-mineralogisches Institut der Landwirtschaftl. Hochschule, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 42.
- Berlin, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1911. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
- Berlin, Handbibliothek des Geologischen Landesmuseums, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Berlin, Hauptverwaltung der Niederlausitzer Kohlenwerke, 1922. Berlin W 9, Potsdamer Str. 127/128.
- Berlin, Rohmaterialien-Verwertungsgesellschaft Wendt & Co., 1921. Berlin NW 7, Unter den Linden 50/51.
- Berlin, Stickstoffsyndikat, 1921. Berlin NW 7, Neustädtische Kirchstr. 9.
- Berlin, Technische Hochschule, Abt. f. Bergbau, Geologisches Institut, 1913. Charlottenburg.
- Berlin, Verein der deutschen Kaliinteressenten, 1914. Berlin SW 11, Anhaltstr. 7.
- Berlin, Verein der Studierenden der Geographie an der Universität Berlin, 1912. Berlin NW 7, Geographisches Institut der Universität, Georgenstr. 34—37.
- Bernauer, Ferdinand, Dr., Assistent, 1921. Berlin-Charlottenburg, Mineral. Inst. d. Bergbau-Abtlg. d. Techn. Hochschule.
- Berz, Karl C., Dr., Assistent, 1920. Stuttgart, Büchsenstraße 56.
- Beschoren, Bernhard, cand. geol., 1921. Freiburg i. Br., Geologisches Institut der Universität.
- Beuing, konz. Markscheider, 1919. Bochum, Gudrunstraße 19.
- Beuthen, Stephan, Fröhlich & Klüpfel, Abt. Bergbau, 1920. Beuthen (O.-S.).
- Beyer, Dr., Oberstudiendirektor, Professor, 1911. Wehlen (Sächs. Schweiz), Villa Rosa.
- Beyschlag, Rudolf, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, Berg-assessor, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Bielefeld, Städtisches Museum*, 1920. Bielefeld.
- Biereye, Professor, 1907. Erfurt, Schillerstr. 8.
- Biese, Walter, stud. geol., 1922. Berlin-Rösenthal, Viktoriastr. 26.
- Birnbaum, Hans, konz. Markscheider u. ver. Landmesser, 1920. Ratibor, Niederwallstr. 24.
- von Bismarck, Landrat, 1898. Külz (Kreis Naugard).
- Bitterfeld, Bitterfelder Louisengrube*, 1922. Zscherndorf, Post Sandersdorf, Kr. Bitterfeld.
- *Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Marburg (Hessen), Barfußertor 25.
- Blau, Max, Bergwerksdirektor, 1921. Betzdorf (Sieg), Mannesmann-Werke.
- Blöcker, Henry, 1922. Hamburg 33, Wachtelstr. 2.
- Blümel, Ernst, Professor, 1920. Aachen, Technische Hochschule.
- Bochum, Deutscher Markscheider-Verein*, 1912. Bochum, Kanalstr. 24.
- Bochum, Westfälische Berggewerkschaftskasse*, 1905. Bochum.
- Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).
- *Boden, Karl, Dr., Professor, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.
- Bohde, Gottfried, Direktor d. Rh.-Westf. Schachtbau-A.-G., 1920. Essen-Bredeney, Bredeneyer Str. 19.
- Böhm, Arthur, Dr., Chemiker, 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1881., Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität*, 1907. Bonn, Nußallee 2.
- Bonn, Oberbergamt*, 1920. Bonn, Konviktr. 2.
- Bonnema, I. K., Dr., Prof., 1920. Groningen (Holland), Universität.
- Borgstätte, Otto, Dr., Oberlandmesser, 1920. Dessau, Goethestr. 16.
- *Born, Axel, Dr., Privatdozent, 1911. Frankfurt a. M., Geolog. Institut, Robert-Mayer-Str. 6.
- Bornhardt, Dr.-Ing. h. c., Geh. Oberbergrat, Vortragender Rat im Ministerium für Handel und Gewerbe, 1894. Charlottenburg, Dernburgstr. 49.

- Borth, Deutsche Solvaywerke Aktien-Gesellschaft, Abteilung Borth*, 1910. Borth (Post Büderich), Kreis Mörs.
- Bottenbroich, Akt.-Ges. Grube Graf Fürstenberg*, 1914. Bottenbroich bei Frechen.
- **Botzong, Carl, Dr.*, 1907. Heidelberg-Handschuhsheim, Bergstr. 107.
- Bradler, Ernst, Lyzeallehrer*, 1920. Erfurt, Blumenstr. 5.
- Brand, Werner, Bergassessor, Bergwerksdirektor*, 1920. Lintfort (Kreis Mörs), Friedrich-Heinrich-Allee 70.
- Brandenberg, Heinrich, konz. Markscheider*, 1920. Schwientochlowitz (O.-S.), Bahnhofstr. 34.
- Brandt, Friedrich, Direktor, Ökonomierat*, 1920. Neustadt a. Rbg. (Hann.), Schloßstr. 1.
- Bräuhäuser, Manfred, Dr., Württemb. Landesgeologe, Privatdozent*, 1920. Stuttgart, Landhausstr. 88 III.
- Braun, G., Dr., Professor*, 1920. Greifswald.
- Brauns, Reinhard, Dr., Professor, Geheimer Bergrat*, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.
- Braunschweig, Braunschweigisch-Lüneburgische Kammer, Direktion der Bergwerke zu Braunschweig*, 1914. Braunschweig.
- Bredenbruch, M., Bergwerksdirektor a. D.*, 1920. Hannover, Scharnhorststr. 15.
- Breslau, Geologisches Institut der Universität*, 1910. Breslau.
- Breslau, Oberbergamt*, 1921. Breslau 18.
- Breslau, J. Schlutiussche Hauptbergverwaltung*, 1914. Breslau, Kaiser-Wilhelm-Str. 194 a.
- Bretz, Carl, Dr., Bergassessor*, 1920. Dortmund, Alexanderstr. 30.
- Briecke, N., Dr., Prof.*, 1920. Hannover, Lavesstr. 50.
- Brinkmann, Hermann, konz. Markscheider*, 1920. Essen-Borbeck, Neustr. 210.
- **Brinkmann, Roland, Dr.*, 1920. Göttingen, Geolog. Institut der Universität.
- Brinckmeyer, Georg, cand. geol.*, 1921. Westhoven-Köln.
- Brockmeier, Heinrich, Dr., Prof., Leiter der Naturh. Abteilung des Museums*, 1920. München-Gladbach, Vitusstr. 50.
- Broili, Ferdinand, Dr., Professor*, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.

- *Brouwer, H. A., Dr., Professor an der Techn. Hochschule in Delft, 1921. Rijswijk (Z. H.), Oranjelaan 87.
- Brück, Oberbergamtsmarkscheider, 1917. Dortmund, Leipziger Straße 16.
- Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Bergakademie.
- Brune, Adolf, konz. Markscheider, 1921. Gahmen bei Lünen (Westf.), Lünen Str. 26.
- Brünn, *Mineralog. Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule*, 1916. Brünn.
- Bucher, Walter, Dr., 1910. Cincinnati (Ohio), 2624 Eden Avenue.
- *Buchner, Luise, Dr., 1919. Hannover-Kleefeld, Schellingstr. 1.
- Budapest, Ungarisches Nationalmuseum, Mineralogische Abteilung*, 1912. Budapest VIII, Magyar Nemzeti Museum.
- Budapest, Universitäts-Bibliothek*, 1917. Budapest.
- v. Bülow-Trummer, E. U., Dr., Privatdozent, 1916. Berlin W 8, Mauerstr. 35—37.
- v. Bülow, Kurd, Dr., Geologe, 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Buri, Theodor, Dr., Professor, 1917. Heidelberg, Erwin-Rhode-Str. 22.
- Burre, O., Dr., Geologe, 1910. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Busch, Albert, Bergwerksdirektor, 1920. Wustrow (Hannover).
- Busch, Heinrich, Dr., Gutsbesitzer, 1920. Deuna (Eichsfeld).
- Buschendorf, Friedrich, 1921. Clausthal (Harz), Sägmüllerstr. 519.
- Busz, Carl Ernst, Dr., 1920. Bonn a. Rh., Königstr. 21.
- Busz, K., Dr., Professor, Geheimer Bergrat, 1904. Münster i. W., Heerdestr. 16.
- Buxtorf, August, Dr., Professor, 1907. Basel, Grenzacher Str. 94.
- Cabolet, Paul, Bergassessor, 1920. Bochum 5, Herner Straße 295.
- Cahn, Gustav, Ingenieur, 1912. Triest (Italien), Via Lazzaletto vecchio 37.
- Carlowitz, K. Julius, 1. Lehrer, 1920. Welsede, Post Hess.-Oldendorf.

Carthaus, Emil, Dr., 1910. Berlin-Halensee, Karlsruher Str. 3 I.

Chewings, Charles, Dr., 1896. Alverstoke, Glen Osmond (South Australia).

Christa, Emanuel, Dr., 1921. Würzburg, Hindenburgstraße 33.

Chu, Chia-hua, cand. geol., 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

*Cissarz, Arnold, cand. geol., 1920. Gießen, Mineralog. Institut der Universität.

Clarke, John Mason, Dr., Prof., State Paleontologist, Director of the New York State Museum, 1886. Albany (New York), State Hall.

Clausthal, Oberbergamt, 1869. Clausthal.

*Cloos, Hans, Dr., Professor, 1909. Breslau, Geolog. Institut, Schuhbrücke 38/39.

Clute-Simon, Egon, Markscheider, 1920. Vacha (Rhön).

*Correns, Carl, Dr., Geologe, 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Cöthen, Grube Leopold b. Edderitz, Aktiengesellschaft, 1914. Cöthen (Anh.), Heinrichstr. 1.

Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum, 1908. Cöthen (Anhalt).

Cramer, Rudolf, Dr., Bergrat, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Crecelius, Th., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rhein Hessen).

Credner, Wilhelm, cand. geogr., 1920. Heidelberg. Kisselgasse 1.

Cremer, G., Oberbergrat, 1914. Tecklenburg.

Cronacher, R., Dr., Dipl.-Ingenieur, 1908. Berlin S 42, Gitschiner Str. 48.

Cronjaeger, Hans, konz. Markscheider, 1922. Halle a. S., Beyschlagstr. 28.

Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. S. A.

Czygan, Kurt, Landwirtschaftslehrer, 1920. Leipzig-R., Möbiustr. 13.

Dahlgrün, Fr., Dr., Geologe, 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dammer, Bruno, Dr., Bergrat, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.
- Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin-Grünwald, Bismarckallee 11.
- Darmstadt, Hessische Obere Bergbehörde*, 1920. Darmstadt.
- Darton, N. H., Geologist, U. S. Geological Survey, 1904. Washington D. C.
- Daub, Bergassessor, 1920. Siegen, Häuslingstr. 1.
- Dax, Carl, Bergwerksrepräsentant, 1920. Siegen (Westf.), Feldstr. 14.
- Decker, Felix, konz. Markscheider, 1920. Dortmund, Wenkerstr. 13.
- *Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Hofrat, Direktor der Badischen Geol. Landesanstalt, 1885. Freiburg i. B., Erwinstr. 31.
- Deitert, August, konz. Markscheider, 1920. Gelsenkirchen, Alter Markt 3.
- Delkeskamp, R., Dr., 1905. Berlin-Grünwald, Egerstraße 12 III.
- Denckmann, August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1884. Berlin-Steglitz, Rothenburg-Str. 30.
- Dender, Wilhelm, 1919. Köln-Klettenberg, Asbergplatz 3.
- De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz, Piazza S. Marco 2.
- De Terra, Hellmut, stud. geol., 1920. Marburg (Bez. Kassel), Bismarckstr. 30 II.
- Dienemann, Dr., Geologe, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- *Dienst, Paul, Dr., Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Dietrich, W., Dr., Assistent am Geol.-Paläont. Institut und Museum, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Dietz, C., Generaldirektor, 1908. Hannover, Landschaftstraße 8 I.
- Dietz, C., cand. geol., 1920. Göttingen, Geologisches Institut der Universität.
- Dietz, Gustav, Bergwerksdirektor, 1920. Braunschweig, Hagenring 20.
- Dittmann, Kurt Emil, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1911. Essen (Ruhr), Agnesstr. 14 I.

- Dittrich, Gustav, Dr., Professor, Studienrat, 1920. Breslau XVI, Uferzeile 14.
- Dobbelstein, Karl, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Bochum, Graf-Engelbert-Str. 37.
- Dorn, Cornelius, Dr., Bezirkstierarzt, 1916. Kulmbach. *Dortmund, Deutsch-Luxemburgische Bergwerks- und Hütten-Aktiengesellschaft, Dortmunder Union*, 1922. Dortmund.
- Dortmund, Naturwissenschaftl. Verein*, 1913. Dortmund, Märkische Str. 60.
- Dortmund, Oberbergamt*, 1920. Dortmund.
- Dortmund, Stadtbibliothek*, 1920. Dortmund.
- Dresden, Bergwitzer Braunkohlenwerke, Aktiengesellschaft*, 1914. Dresden, Johann-Georgen-Allee 25 I.
- Dresden, Direktion des Mineralogisch-Geologischen Museums nebst der Prähistorischen Sammlung*, 1921, Dresden-A., Zwinger.
- Dresden, Direktion der staatl. Braunkohlenwerke*, 1920. Dresden-A., Ostraallee 15 b.
- Dresler, Carl, Bergassessor, 1920. Eiserfeld (Sieg).
- Dreyer, Bernhard, Bergassessor, 1919. Bielschowitz (O.-S.), Berginspektion III.
- Duft, Bergrat, 1911. Berlin-Südende, Oehlertstr. 14.
- Düsseldorf, Verein deutscher Eisenhüttenleute*, 1906. Düsseldorf.
- Dyhrenfurth, Günther, Dr., Professor, 1908. Breslau XII, Schloß Carlowitz.
- Ebeling, Bergrat, 1894. Hannover, Hindenburgstr. 42.
- Ebenau, Otto, Markscheider, 1920. Ahlen (Westf.), Zeche Westfalen.
- Ebert, Arthur, Dr., Geologe, 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Edelmann, Hans, Bergrat, 1920. Lautenthal (Harz).
- Edelmann, Johannes, Dipl.-Berging. u. Markscheider, Berginspektor, 1920. Smarzowitz, Kr. Pleß, Fürstl. Pleßsche Heinrichsfreudegrube.
- *Edinger, Tilly, Dr., 1921. Frankfurt a. M., Leerbachstraße 27.
- Eggert, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Georgsmarienhütte bei Osnabrück, Schulstr. 6.
- Eickelberg, Carl, Bergwerksdirektor, 1920. Haus Rünthe, Kr. Hamm.
- Eickelberg, Robert, Markscheider, 1920. Oberhausen (Rhld.), Am Grafenbusch 8.

- Eisfeld-Sieg, Gewerkschaft Alte Dreisbach*, 1914. Eisfeld (Sieg).
- Eisfelder, Georg, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Kottbus, Kaiser-Friedrich-Str. 27.
- Eisleben, Mansfeldsche Kupferschiefer bauende Gewerkschaft*, 1914. Eisleben.
- Elberfeld, H. L. Dienst & Sohn*, 1922. Elberfeld.
- Elberfeld, Naturwissenschaftl. Verein*, 1920. Elberfeld.
- Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1908. Danzig, Faulgraben 4/5 II.
- Emerson, Benjamin, Professor der Geologie an den Amherst and Smith Colleges, 1868. Amherst (Massach.), N.-A.
- Enke, Alfred, Dr., Kommerzienrat, 1913. Stuttgart, Hasenbergsteige 3.
- *Erb, Ludwig, Dr., 1921. Freiburg i. Br., Lorettost. 43.
- *Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Professor, 1900. Hannover, Techn. Hochschule, Geol. Institut.
- Erdmenger, Josef, Dipl.-Berging., Lehrer an der Bergschule, 1921. Hamborn, Moltkestr. 36.
- Erlangen, Bayerische Universitätsbibliothek*, 1920. Erlangen.
- Ermisch, Karl, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Wansleben (Bez. Halle a. S.).
- Ernst, Gustav, Bergrat, 1909. Halberstadt, Schillerstr. 4.
- Ernst, Wilhelm, Dr., wissensch. Hilfsarbeiter am Min.-Geol.-Institut, 1920. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
- Esch, Ernst, Dr., Kom.-Rat, 1893. Darmstadt, Roquetteweg 37.
- Essen, Bergschule*, 1914. Essen (Ruhr).
- Essen, Bibliothek des Vereins für die bergbaulichen Interessen*, 1907. Essen (Ruhr).
- Essen, Friedrich Krupp A.-G.*, 1920. Essen, Gußstahlfabrik.
- Essen, Geologische Gesellschaft*, 1920. Essen, Kurfürstenstraße 39.
- Essen, Museum der Stadt Essen für Heimat- u. Naturkunde*, 1914. Essen (Ruhr), Burgplatz 1.
- Etzold, Walter, Bergassessor u. Bergwerksdirektor, 1920. Vluyn (Kreis Mörs).
- Eulenstein, Fritz, Dr.-Ing., Hüttendirektor, 1920. Kattowitz (O.-S.), Sachsstr. 2 I.

- Euling, Karl, Bergassessor a. D., Generaldirektor der A. Borsig, Berg- und Hüttenverwaltung, 1920. Mikultschütz (Kreis Tarnowitz).
- Ewald, Rud., Dr., 1910. Hamburg 4, Eckernförder Straße 85, m. Br. Johannes Umlauf, Naturalienhandlung.
- Eyer, Markscheider, 1921. Neukirchen b. Moers (Rhld.).
- Falke, Wilhelm, Bergassessor, Bergwerksdirektor, 1920. Oberhausen (Rhld.), Bismarckstr. 31.
- Faura i Sans, M., Dr., Professor, 1920. Barcelona, rue de Valencia 234 I.
- Faust, Heinrich, Markscheider, 1920. Derne (Kreis Dortmund), Bahnhofstr. 30.
- Fehn, Hans, gerichtl. vereid. Chemiker, 1920. Hannover, Bödeckerstr. 70.
- Felber, Arthur, Dr., Direktor am deutschen Kali-syndikat, 1920. Berlin-Dahlem, Königin-Luise-Str. 13.
- Feld, Günther, Dr., 1920. Hönningen a. Rh.
- Fels, Gustav, Dr., 1902. Eggenburg (Niederösterreich).
- Fick, Alfred, Markscheider und Landmesser, 1920. Weidenau (Siegl), Wiesenstr. 3.
- Fiegler, Lothar, Markscheider und Landmesser, 1921. Zälzen (O.-S.), Moltkestr. 98.
- Finckh, Ludwig, Dr., Prof., Landesgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Finze, Wilhelm, Bergrat, 1920. Kassel, Auguste-Viktoria-Str. 7 II.
- Firle, Paul, Bergwerksdirektor, 1922. Kassel-Wilhelmshöhe, Fürstenstr. 18.
- Fischer, Bruno, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Halle a. S., Kronprinzenstr. 45.
- Fischer, Friedrich, Hüttendirektor, Oberbergrat, 1920. Clausthal (Harz), Marktstr. 935.
- Fischer, Joseph, Dr., Pater, 1920. Vallendar bei Koblenz, Kloster Schönstatt.
- Flegel, Kurt, Dr., Bergrat, Privatdozent, 1913. Breslau 13, Gutenbergstr. 42 I.
- Flender, Emil, Markscheider, 1920. Dorsten, Alter Postweg 4.
- *Fliegel, Gotthard, Dr., Professor, Landesgeologe, Dozent an der Landwirtschaftl. Hochschule, 1898. Berlin-Lankwitz, Bruchwitzstr. 8 I.
- *Foehr, Karl Friedrich, Dr., Prof., Direktor d. Friedrichs-Polytechnikums, 1920. Cöthen (Anhalt), Leopoldstr. 68.

- Förster, Erhard, Dipl.-Ingenieur, Bergverwalter, 1920. Hohndorf (Bez. Chemnitz), Helene-Ida-Schacht.
- Förster, Hermann, Dr., Studienrat, 1920. Groß-Strehlitz (O.-S.), Lublinitzer Str.
- Förster, Hermann, cand. geol., 1921. Leipzig, Talstr. 35.
- Fox, Mathias, konz. Markscheider, 1920. Dillenburg (Nassau).
- Franke, A., Oberlehrer, 1910. Dortmund, Jungesellenstraße 18.
- Franke, Erich, Bergrat, 1920. Staßfurt, Waisenhausstraße 1.
- Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin-Halensee, Auguste-Viktoria-Str. 7.
- v. Frankenberg, Gisela, geb. Bender, Dr., 1919. Kehl a. Rh., Am Stadtweiher.
- Frankfurt a. M., Chem. Fabrik Griesheim-Elektron, 1922. Frankfurt a. M.
- Frankfurt a. M., Geol.-paläontol. Institut der Universität, 1918. Frankfurt a. M.
- Franz, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Siegen (Westf.), Diesterwegstr. 4.
- Frebold, Georg, Dr., 1919. Hannover, Isernhagener Straße 48 III.
- Freimuth, Erich, Bergassessor a. D., 1920. Bochum, Dorstener Str. 84 I.
- Fremdling, C., Oberbergamtsmarkscheider, 1910. Dortmund, Knappenberger Straße 108.
- Frentzel, Alexander, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, Bergdirektor, 1906. Bad Lipik, Slawonien, S.H.S.
- *Freudenberg, Wilh., Dr., Professor, Kustos am Naturalienkabinett in Karlsruhe, 1907. Heidelberg, Bergstr. 117.
- *v. Freyberg, Bruno, Dr., 1919. Halle a. S., Geolog. Institut der Universität, Domstr. 5.
- Freystedt, Landesbaurat, 1908. Liegnitz, Haagstr. 10.
- Fricke, Gustav, konz. Markscheider, 1920. Gerthe (Kr. Bochum), Zechenstr. 2.
- *Fricke, Karl, Markscheider, 1920. Waldenburg (Schl.), Fürstensteiner Str. 19.
- Fritzsche, Hellmut, Dr., 1919. Santiago (Chile), Casilla 3658, m. Br. Studiendirektor Fritzsche, Bückeburg, Lüttingstr. 1.
- Fromme, Ernst, Bergassessor, 1920. Kamen, Kreis Hamm.

- Fuchs, Alex., Dr., Bergrat, 1902. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Fulda, Ernst, Bergassessor, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Funck, Wilhelm, Bergrat und Vorstand der Berginspektion, 1920. Zweibrücken, Hauptstr. 8 II.
- Funke, Heinrich, Bergwerksbesitzer, 1920. Berlin-Grunewald, Siemensstr. 30.
- Gäbert, Carl, Dr., Geologe, Montangeologisches Bureau, 1907. Naumburg a. S., Kösemer Str. 18 e.
- Gagel, Curt, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Ganssen, R., Dr., Prof., Vorsteher d. chem. Abteilung der Geol. Landesanst., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Gareis, Max, Apotheker, 1920. Köstritz (Thüringen), Bismarckstr. 4.
- Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Mölke bei Ludwigsdorf (Kreis Neurode).
- Gassenhuber, Josef, Grubenvermessungs-Ingenieur, Dipl.-Ingenieur, 1920. Zweibrücken (Rhpflz.), Blücherstr. 24.
- Gebhardt, Wilhelm, Bergdirektor, 1920. Borna (Bez. Leipzig), Lobstädter Str. 31.
- Gehres, Otto, Generaldirektor, 1920. Gerthe (Kreis Bochum), Zeche Lothringen.
- Gehrke, Oberbergamtsmarkscheider, 1921. Clausthal (Harz).
- Geinitz, Eugen, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1877. Rostock.
- Geipel, Bruno, konz. Markscheider, 1920. Altenbochum, Gustavstr. 14.
- Gelsenkirchen, Bergwerks-Aktiengesellschaft Consolidation*, 1914. Gelsenkirchen.
- Gerke, Berginspektor, Dipl.-Ingenieur, 1921. Julius-schacht, Post Waldenburg (Schles.).
- Gerlach, Friedrich, Dr.-Ing., Professor, Geh. Baurat, 1922. Berlin-Schöneberg, Hauptstr. 63.
- *Gerth, Heinrich, Dr., Professor, 1907. Leiden (Niederlande), Bottermat 14.
- Geyer, David, Dr. h. c., Mittelschullehrer, 1920. Stuttgart, Silberburgstr. 165 II.
- Giebeler, Wilhelm, Teilhaber der Firma Ernst Giebeler, Bergwerks-Effekten-Geschäft, 1914. Siegen (Westf.), Heeserstr. 2-4.

- *Giers, Rudolf, Dr., Studienrat, 1921. Hamm (Westf.), Hohestr. 80 b.
- Gill, Adam Capen, Dr., 1891. Ithaca (New York), Cornell University.
- Gisser, Anton, Dr., Studienrat, 1921. München, Zweibrücker Str. 27 I.
- Glaeßner, Reinhard, Dr., Assistent, 1920. Königsberg i. Pr., Min.-petrogr. Institut der Universität.
- Gleiwitz, Oberschlesische Eisen-Industrie, Aktiengesellschaft für Bergbau und Hüttenbetrieb*, 1914. Gleiwitz.
- Glöckner, Friedr., Dr., Dipl.-Ing., Bergwerksdirektor, 1909. Wächtersbach (Bez. Kassel).
- Goebel, Fritz, Dr., 1920. Witten (Ruhr), Ruhrstr. 11.
- Goebeler, Fritz, konz. Markscheider, 1920. Saarbrücken I, Colerstr. 2.
- Goldkuhle, Hermann, Bergrat, 1920. Essen-Bredeney, Lilienstr. 52.
- Göpfert, Georg, Dipl.-Bergingenieur und konz. Markscheider, 1921. Emanuelsegen, Kr. Pleß (O.-S.).
- Görges, Julius, Bankprokurist, 1920. Kassel, Murhardstraße 23.
- Görlitz, Magistrat*, 1914. Görlitz.
- Gothan, Walter, Dr., Professor, Dozent an der Techn. Hochschule, Kustos, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Göttingen, Geologisch-paläontologisches Institut der Universität*, 1905. Göttingen.
- Götz, Karl, Dr., Bergassessor, 1921. Frankfurt a. M., Gutleutstr. 40.
- Grabau, A. Hermann, Dr., Professor, Oberlehrer a. D., 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.
- Grabianowski, Stanislaus, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Kattowitz (O.-S.), Sophienstr. 3.
- Graf, Engelbert, Schriftsteller, 1911. Gera (Reuß), Prinzenplatz 2.
- Gräfe, Hans, Dipl.-Bergingenieur, Bergwerksdirektor, 1920. Dieckholzen bei Hildesheim.
- Gräff, Louis, Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1920. Husen (Ldkr. Dortmund), Zeche Kurl.
- Grahmann, Rudolf, Dr., 1917. Leipzig, Talstr. 35.
- *Gräßner, P. A., Geheimer Oberregierungsrat, Generaldirektor a. D., 1889. Schlachtensee b. Berlin, Adalbertstraße 25 A I.
- Gravelius, Dr., Professor an der Technischen Hochschule, 1905. Dresden-A., Reißigerstraße 13.

- Graz, Geologisches Institut der Universität*, 1913. Graz.
- Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Stuttgart, RotenburgstraÙe 5 II.
- Gripp, Karl, Dr., Privatdozent, wissensch. Hilfsarbeiter am Mineralogisch-geologischen Staatsinstitut, 1919. Hamburg, Lübecker Tor 22.
- Gröbller, Dr.-Ing. h. c., Bergrat, 1894. Gießen, AlicestraÙe 4.
- Grube Ilse, Ilse Bergbau- Aktiengesellschaft*, 1920. Grube Ilse (N.-L.).
- Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, TitlisstraÙe 60.
- Grübler, Edmund, Dipl.-Ingenieur, 1920. Halle a. S., Merseburger Str. 97 II.
- Grumbrecht, Alfred, Bergassessor, 1920. Betzdorf (Sieg), Weberstr. 10.
- Grundey, Max, Oberlandmesser, 1921. Kattowitz (O.-S.), Goethestr. 3.
- Grunewald, Hans, Studienrat, 1920. Bad Salzufen, Kirchstr. 1.
- Grupe, Oskar, Dr., Bergrat, 1899. Berlin N 4, InvalidenstraÙe 44.
- *Gürich, Georg, Dr., Professor, Direktor des Miner.-Geol. Instituts, Mitarbeiter der Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
- Haack, W., Dr., Bergrat, 1908. Berlin N 4, InvalidenstraÙe 44.
- Haarlem, Rijks Geologische Dienst*, 1919. Haarlem (Niederlande), Spaarne 17.
- Haarmann, Allan, Dr. jur., Regierungsrat a. D., Vorsitzender d. Vorst. d. Georgs-Marien-Bergw.- u. Hüttenvereins, A.-G., 1916. Osnabrück, Hamburger Str. 7.
- Haarmann, Erich, Dr., Professor, 1904. Berlin-Halen-see, Küstriner Str. 11.
- Haas, Albert, Geh. Bergrat, 1920. Siegen (Westf.), Koblenzer Str. 24.
- Hadding, Assar, Dozent a. d. Universität, 1921. Lund (Schweden).
- Hahn, Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe, Brunnergasse 1.
- Hahne, August, Stadtschulrat, 1913. Stettin, Königsplatz 15.
- Hähnel, Otto, Dr., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Berlin-Lichterfelde, Jägerstr. 18a.

- Haiek, Anton, Ingenieur, Direktor d. Österr. Bohr- u. Schürfgesellschaft m. b. H., 1920. Wien I, Kärntner-ring 15.
- Halle a. S., *Deutscher Braunkohlen-Industrie-Verein*, 1920. Halle a. S., Riebeckplatz 4.
- Halle a. S., *Anhaltische Kohlenwerke*, 1920. Halle a. S., Magdeburger Str. 12.
- Halle a. S., *Landwirtschaftliches Institut der Universität Halle-Wittenberg*, 1910. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Straße 2.
- Halle a. S., *Oberbergamt*, 1910. Halle a. S.
- Halle a. S., *A. Riebeck'sche Montanwerke A.-G.*, 1920. Halle a. S.
- Halle a. S., *Werschen-Weißenfelser Braunkohlen-A.-G.*, 1920. Halle a. S.
- Haltern, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Wanne, Bismarckstr. 23.
- Hamblach, Anton, Dr.-Ing. h. c., Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.
- Hamborn, *Gewerkschaft Friedrich Thyssen*, 1915. Hamborn a. Rh.
- Hamm, *Bergwerksgesellschaft Trier m. b. H.*, 1914. Hamm (Westf.).
- Hamm, *Städtisches Museum*, 1921. Hamm (Westf.), Südstraße 42.
- Hamm, Anton, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Dortmund, Wallrabestr. 13.
- Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.
- Hammer, August, konz. Markscheider, 1920. Görlitz, Kunnowitzer Str. 8.
- Hampel, Waldemar, konz. Markscheider, 1920. Kleingorschütz (Kreis Ratibor), Friedrichsschächte.
- Hannover, *Alkaliwerke Ronnenberg, A.-G.*, 1914. Hannover, Landschaftstr. 6.
- Harbort, Erich, Dr., Professor, 1905. Zehlendorf-Mitte, Dallwitzstr. 47.
- *Harrassowitz, Hermann L. F., Dr., Professor, 1905. Gießen, Geologisches Institut.
- Hartwig, Georg, Dipl.-Bergingenieur, 1920.
- Hasebrink, A., Bergassessor, 1920. Duisburg, Pulverweg 52.
- Hauff, Bernhard, Dr. h. c., Paläontologe, 1920. Holzmaden-Teck (Württemberg).

- von Haugwitz, Manfred, cand. phil., 1915. München, Kaulbachstr. 33.
- *Haupt, O., Dr., Professor, Kustos an der Geol.-mineralogischen Abteilung des Hessischen Landesmuseums, 1907. Darmstadt, Lagerhausstr. 16 II.
- Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891, Hildesheim, Römer-Museum.
- Heckel, M., Oberbergrat, Bergwerksdirektor, 1911. Vienenburg.
- v. Hecker-Staff, Margarete, 1920. Berlin-Steglitz, Miquelstr. 2.
- Hecker, Paul, Dr., Bergassessor, 1920. Heringen (Werra). *Heidelberg, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität*, 1912. Heidelberg.
- Heim, Fritz, Dr., Geologe, 1910. München, Georgenstraße 24 I.
- Heinersdorff, Constans, Teilhaber der Firma Rudolf Ibach Sohn, 1921. Düsseldorf, Schadowstr. 52.
- Heintz, Valentin, konz. Markscheider, 1920. Landsweiler-Reden (Saar), Bahnhofstr. 41.
- Heißbauer, Eugen, Oberbergrat, 1920. Weiherhammer bei Weiden (Oberpfalz).
- Heitmann, Hans, Fabrikant, 1920. Köln, Stollwerckhaus.
- Freifräulein v. Helledorf, Adda, 1911. Dresden, Dürerstraße 86 I.
- Hellmers, Joh., Dr., 1922. Leichlingen (Rhld.), Kirchstraße 53.
- Hellmich, Paul, Markscheider, 1920. Neuweißstein, Post Altwasser (Schlesien).
- *Hellwig, Friedrich, konz. Markscheider, 1920. Dudweiler (Saar), St.-Ingbert-Str. 16.
- Hemmer, A., Dr., 1917. Berlin W 8, Mauerstr. 35-37.
- Henckel-Donnersmarck, Fürst Guidotto, 1922. Berlin W 8, Unter den Linden 1.
- Henckel-Donnersmarck, Graf Kraft, 1920. Schloß Repten, Kr. Tarnowitz (O.-S.).
- *Henke, Wilh., Dr., Geologe, 1908. Siegen (Westf.), Burgstr. 7.
- *Henn, Theodor, Generalagent, 1920. Köln, Salierring 57.
- Henneken, Theodor, konz. Markscheider, 1919. Wanne (Westf.), Unser-Fritz-Str. 156.
- Hennemann, Ernst, Dipl.-Ingenieur, Direktor der Montangesellschaft m. b. H., 1921. Berlin-Charlottenburg, Uhlandstr. 192.

- Hennemann, Hermann, Bergingenieur, Leiter der Abteilung „Erzbergwerke“ des Georgs-Marien-Bergwerks- und Hütten-Vereins, 1921. Georgsmarienhütte bei Osnaabrück.
- *Hennig, Edwin, Dr., Professor, 1908. Tübingen, Schloßberg 15.
- Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Parkstr. 15 I.
- Hentze, Ernst, Dr., 1917. Berlin W 35, Körnerstr. 24, bei Laude.
- Hepke, Karl, Bergwerksdirektor, 1920. Dorndorf (Rhön).
- Herbing, Joh., Dr., Wirtschaftsgeologe und Volkswirt (R. D. V.), 1904. Halle a. S., Röpziger Str. 200, Erdg.
- Herdorf, Bergbau- u. Hütten-A.-G. Friedrichshütte*, 1920. Herdorf.
- Hermann, Ernst, stud. phil., 1922. Berlin, Seestr. 115
- *Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Stephanienufer 17.
- Herne, Gewerkschaft Friedrich der Große*, 1914. Herne (Westf.).
- Herz, Wilhelm, Dr., Bergingenieur, 1920. Friedrich-August-Hütte, Nordenham (Oldenburg).
- Herzberg, Franz, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1909. Wien I, Wipplinger Str. 31.
- Herzog, Fritz, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1920. Breslau I, Schuhbrücke 38/39.
- Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Bergrat, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Heyer, Otto, Bergrat, 1920. Bad Oeynhausien, Sültebusch 1.
- *Heykes, Dr., Chemiker, 1921. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Hibsch, Jos. Em., Dr., Professor i. R., 1883. Wien XVIII, Erndtgasse 26/9.
- Hildesheim, Heldburg A.-G. f. Bergbau, bergbauliche u. andere industrielle Erzeugnisse*, 1920. Hildesheim, Kaiserstr. 44.
- Hilger, Ewald, Geh. Bergrat, 1920. Berlin NW 7, Dorotheenstraße 40.
- Hindenburg, Donnersmarckhütte, Oberschlesische Eisen- und Kohlenwerke, Aktiengesellschaft*, 1914. Hindenburg.
- Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am Naturhist. Hofmuseum, Miner.-petrogr. Abteilung, 1907. Wien XIII/5, Linzer Str. 456.

- Hoffmann, Carl R., Dr., Geologe des Mines de Pechelbronn, 1920. Hagenau (Unterelsaß), Brunnenstubstr. 14.
- Hoffmann, Guido, Dr., Geologe, 1916. Potsdam, Kronprinzenstr. 30.
- Hoffmann, Karl, Bergrat, 1910. Stettin, Königstor 2, Eingang Augustastraße.
- *Hoffmann, Werner, Bergbaubeflissener, 1920. Berlin-Halensee, Westfälische Str. 65 IV.
- Hoffmann, Wilhelm, Dipl.-Ing., Berging. der Chemischen Fabrik Griesheim-Elektron, 1922. Roitzsch, Kr. Bitterfeld, Delitzscher Str. 6.
- Hohenlohehütte, Hohenlohe-Werke, Aktiengesellschaft*, 1914. Hohenlohehütte (Oberschles.).
- Hohenstein, Viktor, Dr., 1921. Berlin NW 7, Neustädtische Kirchstr. 9.
- Hohmann, Ernst, Markscheider, 1920. Bernburg, Moltkestr. 2.
- Hold, Karl, Bergwerksdirektor, 1920. Karnap (Kr. Essen), Königstr. 84.
- Hölling, Karl, Markscheider, 1920. Gladbeck (Westf.), Hermannstr. 23.
- Holzappel, Hermann, konz. Markscheider, 1920. Wellesweiler bei Neunkirchen (Saar).
- Homberg (Niederrhein), Steinkohlenbergwerk „Rheinpreußen“*, 1913. Homberg (Niederrhein).
- Hoppe, Walter, Dr., Assistent, 1922. Darmstadt, Geol. Institut der Technischen Hochschule.
- Höppner, Wilhelm, Bergassessor a. D., 1913. Düsseldorf, Kasernenstr. 18.
- Hörich, Oscar, Ingenieur, 1920. Berlin-Steglitz, Albrechtstr. 23/24.
- Horn, Erich, Dr., 1907. Alt-Mahlisch bei Carzig (Kreis Lebus), Bez. Frankfurt a. O.
- Hornbogen, Richard, konz. Markscheider, 1920. Köln, Sachsenring 92.
- Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr. 3.
- von Horstig, Rudolf, Dipl.-Ingenieur, Bergmeister, 1920. Amberg (Obpf.), Bayern, Luitpoldhütte, Staatl. Berg- und Hüttenamt.
- Hotz, Walther, Dr., 1912. Basel (Schweiz), Türkheimer Straße 3.
- Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.

- *Hubach, Heinrich, cand. geol., 1921. Berlin-Wilmersdorf, Trautenastr. 20.
- Hucke, R., Dr., Studienrat, 1917. Templin (Uckermark).
- Hugi, E., Dr., Professor, 1907. Bern, Kornhausstr. 14.
- Hülßenbeck, Thekla, Dr., 1913. Wulkow bei Altruppin (Mark).
- *Hummel, Karl, Dr., Privatdozent, 1911. Gießen, Mineralog.-Geolog. Institut der Universität, Ludwigstr. 23.
- Hundt, Rudolf, Lehrer, 1920. Klosterfelde (Kr. Niederbarnim).
- Freiherr von Huene (v. Hoyningen-Huene), Friedrich, Dr., Professor, 1899. Tübingen, Zeppelinstr. 10.
- *Huth, W., Dr., 1912. Wetzlar, Braunfelser Str. 21.
- Jaffé, Richard, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur und Markscheider, 1911. Charlottenburg 2, Hardenbergstr. 3.
- *Jaekel, Otto, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1884. Greifswald, Fischstraße 18.
- Jakubowsky, Kurt, Dr., 1921. Burgas (Bulgarien), Kyrill Methode.
- *Janensch, Werner, Dr., Professor, Kustos am Geol.-Paläont. Institut u. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Janus, Fritz, Markscheider, 1920. Homberg (Niederrhein), Königstr. 35.
- Jaworski, Erich, Dr., Privatdozent der Geologie und Paläontologie, 1920. Bonn, Nußallee 2.
- John, Waldemar, Dipl.-Ingenieur, Bergrat, 1920. Palmnicken (Ostpreußen).
- Johnsen, Arrien, Dr., Professor, 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Johow, Paul, Bergrat, 1914. Buer i. W.
- Jung, Eberhard, Hüttenbesitzer, 1920. Bürgerhütte, Burg (Dillkreis).
- Jung, Gust., Kommerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebach (Nassau).
- *Jüngst, Hans, cand. geol., 1919. Berlin W 10, Friedrich-Wilhelm-Str. 5.
- Jüngst, Otto, Bergrat, 1920. Weidenau (Sieg), Wilhelmstr. 1.
- Just, Wilhelm, Hauptlehrer, 1890. Zellerfeld (Harz).
- Kahle, Robert, Ingenieur, Direktor der Steinsalz- und Sodawerke G. m. b. H., 1920. Montwy (Kreis Hohen-salza).

- Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. München, Geol. Inst., Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Kaiser, Otto, konz. Markscheider, 1920. Kray, Essener Straße 15.
- Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor u. Museumsdirektor i. R., Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A. 24, Nürnberger Straße 48.
- Kalle, Friedrich, Oberlehrer, 1922. Bernburg a. S., Hohe Straße 20.
- *Kammrad, Gerhard, Dr., Studienrat, 1914. Berlin N 20, Uferstr. 10.
- Kanzler, Otto, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1920. Bad Rothenfelde, Teutoburger Wald.
- Karlsruhe, *Geol.-Mineralog. Institut der technischen Hochschule*, 1915. Karlsruhe.
- Kassel, *Bergbaulicher Verein Kassel*, 1922. Kassel, Bahnhofstr. 2.
- Kattowitz, *Fürstlich Plessische Bergwerksdirektion*, 1914. Kattowitz.
- Kattowitz, *Gewerkschaft kons. Neue Victoria*, 1922. Kattowitz, Postfach 132.
- Kattowitz, *Kattowitzer Aktien-Gesellschaft für Bergbau und Eisenhüttenbetrieb*, 1905. Kattowitz.
- Kattowitz, *Oberschlesischer Berg- und Hüttenmännischer Verein, E. V.*, 1919. Kattowitz.
- Katzer, Friedrich, Dr., Regierungsrat, Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geologischen Landesanstalt, 1900. Sarajevo (Filialpost).
- *Kauenhowen, Walter P., cand. geol., 1920. Berlin-Pankow, Pestalozzistr. 4.
- Kaufholz, Ernst, Dr., Professor, Studienrat, 1893. Goslar, Vogelsang 4.
- Kaunhowen, F., Dr., Professor, Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kautsky, Fritz, Dr., 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- *Kegel, Wilhelm, Dr., Geologe an der Geol. Landesanstalt, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Keil, G., Dipl.-Bergingenieur und Bergwerksdirektor, 1920. Gr. Kayna bei Merseburg.
- *Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirektor an der Geologischen Landesanstalt, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- *Keinhorst, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Essen, Kronprinzenstr. 24.

- Kempin, Friedrich, Bergwerksdirektor, 1920. Celle, Hannoversche Allee 3.
- Kempner, M., Dr., Geh. Justizrat, Vorsitzender des Kalisyndikats, G. m. b. H., 1914. Berlin W 8, Taubenstraße 46.
- *Keßler, Paul, Dr., Professor, Privatdozent, 1907. Tübingen, Geol. Institut der Universität.
- Keyßer, Carl, Dr., Dipl.-Bergingenieur, Bergwerksdirektor, 1909. Eisleben, Markt 56.
- Kiel, *Universitäts-Bibliothek*, 1915. Kiel.
- Kippenberger, Bergassessor, 1921. Gießen, Mannesmannwerke, Nebenstelle.
- Kipper, Herm., Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1920. Oberhausen (Rhld.), Hermannstr. 14.
- Kirchen (Sieg), *Storch & Schöneberg A.-G. f. Bergbau und Hüttenbetrieb*, 1920. Kirchen (Sieg).
- Kircher, L., Bergrat, 1920. Herne, Markgrafenstr. 8.
- Kirste, Ernst, Rektor, 1910. Altenburg (S.-A.), Roonstraße 1.
- Kißling, E., Dr., Professor, 1915. Haag (Holland), Hoornbeckstr. 25.
- *Klähn, Hans, Dr., 1910. Freiberg i. Br., Schweighofstr. 17.
- Klautzsch, Adolf, Dr., Professor, Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- v. Klebelsberg, R., Dr., Professor, Privatdozent, 1920. Innsbruck, Universität.
- Kleemann, A., Bergwerksdirektor, 1920. Bork (Kreis Lüdinghausen), Zeche Hermann.
- Klein, Georg, Bergassessor, Verwaltungsdirektor der Sektion IV der Knappschaftsberufsgenossenschaft, 1920. Halle a. S., Merseburger Str. 59.
- Klein, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Bachem (Post Frechen), Bez. Köln.
- Kleinau, Richard, Hydrotekt und Oberbohringenieur, 1920. Cöthen (Anh.), Leopoldstr. 63.
- Kleine, Eugen, Bergrat, 1920. Dortmund, Moltkestr. 21.
- *Klemm, Gustav, Dr., Bergrat, Professor, Hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
- Klett, Bernhard, Mittelschullehrer, 1920. Mühlhausen (Thür.), Bahnhofstr. 17.
- Klewitz, Otto, Bergassessor, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kleynmans, Aug., J., Bergwerksdirektor, Bergassessor, 1920. Recklinghausen-Süd, König Ludwig, Schulstr. 84.

- Klie, Theodor, Bergassessor a. D., 1921. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 37.
- Klinghardt, Franz, Dr., 1910. Greifswald, Karlsplatz 31.
- Kliver, Karl, konz. Markscheider, 1919. Bochum, Schillerstr. 37.
- Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.
- Klosterberg, Wilhelm, Markscheider, 1920. Bottrop, Prosperstr. 101.
- Kloth, Rudolf, Grubeninspektor, 1920. Levershausen, Post Südheim (Leinetal).
- Klötzer, Max, Bergrat, 1920. Dresden-A., Mosczinskystraße 19 I.
- Kluge, Robert, Betriebsführer, 1920. Oelsburg, Post Groß-Ilse.
- *Klүpfel, W., Dr., 1921. Giessen, Riegelpfad 25.
- Knauer, Josef, Dr., Reg.-Geologe, 1921. München 38, Notburgastr. 6.
- Knepper, Gust., Bergwerksdirektor, 1914. Bochum 7, Steinstr. 49.
- Knobloch, Fritz, konz. Markscheider, 1920. Goslar a. H., Am Osterfeld 2.
- Knod, Reinhold, Dr., 1907. Traben-Trarbach (Mosel).
- *Koch, Emil, 1921. Hamburg 5, Lүbecker Tor 22, Bohrarchiv des Mineral.-Geologischen Staatsinstituts.
- Koch, Max, Dr., Professor, Landesgeologe a. D., 1884. Gohlis bei Niederau (Bez. Dresden).
- Kockel, Kurt Walter, stud. geol., 1920. Leipzig, Albertstraße 36.
- Kofoed, Emil, Bankassistent, 1921. Tönder, Dänemark, Handelsbanken.
- Köhler, William, Bergrat, 1914. Recklinghausen, Friedhofstr. 1.
- Koehne, Walter, Bergrat, 1920. Essen (Ruhr), Gutenbergstraße 79.
- Koehne, Werner, Dr., Geologe, 1902. Berlin C 2, Landesanstalt für Gewässerkunde, Im Schloß.
- Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Bergakademie, Oberbergrat, 1901. Freiberg (Sachsen).
- *Koenig, Hermann, Betriebsdirektor, 1920. Essen-Bredeney, Waldstr. 23.
- Königsberg, Geol.-Paläontol. Institut und Bernstein-sammlung der Universität, 1922. Königsberg i. Pr.*

- Koenigsberger, Joh., Dr., Prof., 1911. Freiburg i. B., Erwinstr. 3.
- Köplitz, W., Dr., konz. Markscheider, 1920. Herne, Bahnhofstr. 110.
- Korn, Joh., Dr., Professor, Landesgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Koert, Willi, Dr., Professor, Landesgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kossmat, Fr., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Sächsischen Geol. Landesanst., 1913. Leipzig, Talstr. 35.
- Kost, Gustav, Bergrat, 1920. Hannover, Erwinstr. 4.
- Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Dozent an der Techn. Hochschule, Abt. f. Bergbau, 1889. Berlin W 15, Meineckêstr. 8.
- Kraisz, Alfred, Dr., Geologe der Deutschen Erdöl-A.-G., 1909. Berlin-Schöneberg, Martin-Luther-Straße 61—66.
- Krantz, Fritz, Dr., Teilhaber der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.
- Kranz, W., Dr., Major a. D., 1909. Stuttgart, Urbanstraße 41 a.
- *Kratzert, J., Dr., Assistent, 1921. Heidelberg, Min.-Petr.-Institut der Universität.
- *Kraus, Ernst, Dr., Privatdozent, 1917. Königsberg i. Pr., Geol. Institut d. Univ., Hintertragheim 21.
- *Krause, Paul Gustaf, Dr., Professor, Landesgeologe, Privatdozent, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.
- Kräusel, R., Dr., Privatdozent, 1921. Frankfurt a. M., Hohenzollernplatz 24.
- *Krenkel, E., Dr., Professor, 1907. Leipzig, Ferdinand-Rohde-Str. 7 II r.
- Kretzschmar, Ludwig, Seminarlehrer, 1920. Köslin, Wilhelmstr. 21.
- Krollpfeiffer, Georg, Dr., 1910. Berlin SW 11, Großbeerenstr. 86 III.
- Krönner, Franz, Hauptlehrer, 1920. Bad Reichenhall, Berchtesgadener Str. 2.
- Kruft, Julius, Markscheider, 1920. Bergheim, Post-Oestrum (Kreis Mörs), Mörsers Str. 4.
- Krumbeck, Lothar, Dr., Professor, 1912. Erlangen.
- Krümmer, Dr., Bergassessor, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Krusch, Paul, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirektor an der Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kühn, Benno, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kuhse, Fritz, cand. geol., 1919. Danzig, Geologisches Institut der Technischen Hochschule.
- *Kukuk, Paul, Dr., Bergassessor, Leiter der geol. Abteil. der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 1907. Bochum, Bergstr. 135.
- Kumm, August, Dr., Assistent, 1911. Braunschweig, Technische Hochschule.
- Kummerow, E., Mittelschullehrer, 1912. Brandenburg (Havel), Haslunger Straße 49.
- Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, Beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Berlin-Steglitz, Hohenzollernstr. 3.
- Kurtz, Dr., Professor, Studienrat, 1912. Düren (Rhld.), Aachener Str. 30.
- Labryga, Hans, konz. Markscheider, 1920. Hohenlohehütte bei Kattowitz (O.-S.).
- Landmann, Lehrer, 1920. Stolberg (Harz).
- *Lang, Richard, Dr., Professor, Privatdozent, 1909. Halle (Saale), Seydlitzstr. 1 a.
- Lange, Werner, Dr., Chemiker, 1920. Berlin-Friedenau, Feurigstr. 10.
- *Langewiesche, Friedrich, Professor, 1920. Bünde (Westf.), Herforder Str. 17.
- Lauber, Otto, Markscheider, 1920. Mülheim (Ruhr), Schillerstr. 7.
- Laufhütte, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Recklinghausen, Reitzensteinstr. 21.
- Laurahütte, Bergverwaltung der Ver. Königs- und Laurahütte*, 1920. Laurahütte (O.-S.).
- Laurent, A., Lehrer, 1920. Hörde, Viktoriastr. 8.
- Lederbogen, Wilhelm, Hilfsschullehrer, 1920. Aschersleben, Walkmühlenweg 1.
- Lehmann, Emil, Dr., 1908. Halle (Saale), Domstr. 5.
- *Lehmann, Karl, Dr., Markscheider, 1920. Watten-scheid, Wilhelmstr. 7.
- Lehmann, P., Dr., Professor, Geheimrat, Dozent für Erdkunde an der Universität, 1898. Leipzig, Kantstraße 15.

- Lehmann, Viktor, Markscheider, 1920. Homberg (Ndrh.), Schützenstr. 107.
- Lehmann, Walter, Ingenieur, 1921. Hamburg, Hellbrockstr. 83.
- Lehner, Alfons, Dr., Studienrat, 1917. Neumarkt (Oberpfalz), St. Anna 8.
- Leichter-Schenk, Dipl.-Bergingenieur, 1914. Borna (Bez. Leipzig), Altenburger Str. 6-8.
- Leidhold, Clemens, Dr., 1912. Wietze (Kr. Celle).
Leipzig, Geolog.-Paläontolog. Institut der Universität, 1916. Leipzig, Talstr. 35.
- Lennemann, Walter, konz. Markscheider, 1921. Essen-Altenessen, Dammstr. 34.
- Leopoldshall-Staßfurt, Anhaltische Salzwereks-Direktion*, 1912. Leopoldshall.
- *Leppla, August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1881. Wiesbaden, Neudorfer Str. 2.
- Leschnik, Paul, konz. Markscheider, 1920. Ruda, Kr. Hindenburg (O.-S.), Hötzendorfstr. 8.
- *Leuchs, Kurt, Dr., Universitätsprofessor, 1907. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Liebetrau, Edmund, Dr., Professor, 1920. Essen, Renatestr. 2.
- Liebrecht, Franz, Dr., 1909. Lippstadt (Westf.).
- Lindley, Henry W., stud. min., 1921. Freiburg-Littenweiler i. B., Haus Sonnenblick.
- Lindner, Werner, konz. Markscheider, 1920. Beuthen (O.-S.), Ring 21.
- von Linstow, Otto, Dr., Professor, Landesgeologe, 1897. Berlin N.4, Invalidenstr. 44.
- Lintfort, Steinkohlenbergwerk Friedrich Heinrich, A.-G.*, 1920. Lintfort (Kreis Mörs).
- Lissón, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).
- Lohbeck, Wilhelm, Bergassessor a. D., 1920. Recklinghausen (Westf.), Herner Str. 48.
- Löhr, Wilhelm, Markscheider u. ordentl. Lehrer a. d. Bergschule, 1920. Bochum, Kanalstr. 24.
- Lorenz, Adolf, Markscheider, 1920. Dillenburg.
- Lorenz, Otto, Markscheider, 1920. Waldenburg (Schles.), Schallstr. 21.
- von Loesch, Karl Christian, Dr., 1907. Berlin-Wilmersdorf, Nicolsburger Str. 8.
- Löscher, Wilhelm, Dr., Realgymnasialdirektor, 1909. Essen, Heineckestr. 6.

- Lossen, Adolf, Bergrat, 1920. Köln, Eifelstr. 19 III.
- Lotz, Heinrich, Dr., Bezirksgeologe a. D., 1898. Berlin-Dahlem, Ehrenbergstr. 17.
- Löwe, Fritz, Dr., Geologe bei der Erdöl- und Braunkohlenverwertungs-A.-G., 1920. Charlottenburg, Bleibtreustraße 2.
- Loewe, L., Dr., Bergrat, Direktor der Kaliwerke Konow und Friedrich Franz, 1910. Lüththeen (Mecklenburg).
- Lübbert, Christian, Markscheider, 1920. Herne, Gew. Friedrich der Große.
- Lüdemann, Karl, Wissenschaftl. Mitarbeiter der Werkstätten für wissenschaftliche Präzisionsinstrumente von Max Hildebrand, 1919. Freiberg i. Sa., Albertstr. 26.
- Lühnde, *Gewerkschaft Carlshall*, 1920. Lühnde, Post Algermissen.
- Lux, Eduard, Schulleiter, 1920. Ohrdruf (Thür.)
- Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Cheltenham (Pa.), Nordamerika, 112 Elm Avenue.
- Macco, Albr., Privatdozent, 1897. Köln-Marienburg, Leyboldstr. 29.
- *Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe und Direktor von Danmarks geologiske Undersøgelse, 1892. Kopenhagen V., Kastanievej 10.
- Mann, Aloys, konz. Markscheider, 1920. Borsigwerk (O.-S.), Zabrze Str. 173.
- Marburg, Geol. Institut der Universität*, 1918. Marburg (Bez. Kassel).
- v. Marées, Bergassessor, 1919. Vienenburg.
- Martin, J., Dr., Professor, Direktor d. Naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.
- Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.
- Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 44 I.
- Maurer, Richard, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Hannover, Brahmsstr. 3.
- Medon, G. H., 1912. Berlin N 24, Monbijouplatz 2.
- Meggen i. Westf., Gewerkschaft Sachtleben*, 1914. Meggen i. Westf.
- Mehner, Heinrich, Bergrat, 1920. Berlin-Schlachtensee, Elisabethstr. 6.
- Mehnert, Walter, Fregattenkapitän a. D., 1920. München, Possartstr. 8 II.
- *Meigen, W., Dr., Professor, 1913. Gießen, Bleichstr. 20.

- Meiser, Joh., Markscheider, 1920. Göttelborn (Saar).
- Meisner, Max, Bergassessor, 1920. Berlin-Wilmersdorf, Wilhelmsaue 15.
- Meister, Ernst, Dr., Geologe, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- *Mendel, Joseph, Schriftsteller und Redakteur, 1921. Berlin-Wilmersdorf, Berliner Str. 15.
- Menten, Hubert, 1911. Berlin W 30, Landshuter Str. 25.
- Menzel, Paul, Dr. med., Sanitätsrat, 1920. Dresden-A., Mathildenstr. 46.
- Mertens, August, Dr., Professor, Direktor des städtischen Naturhistorischen Museums, 1920. Magdeburg. Domplatz 5.
- Merzbacher, Gottfried, Dr., Professor, 1906. München, Möhlstr. 25.
- Mestwerdt, A., Dr., Bergrat, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Metzger, Adolf A. Th., Geologe, Amanuens am Geol. Inst. d. Univ., 1921. Helsingfors (Finnland), Nikolai-gata 5.
- Meyer, Erich Oskar, Dr., Privatdozent, 1907. Breslau, Hobrechtufer 8.
- Meyer, Hermann, Betriebssekretär am Gas- und Wasserwerk, 1920. Saalfeld (Saale).
- Meyer, Josef, Markscheider, 1921. Kassel, Kaiserstr. 3.
- Meyerhoff, Kurt, Bergassessor, Prokurist der Firma Anton Raky, Unternehmung für Tiefbohrungen, 1920. Liebenburg (Harz), Kreis Goslar.
- Meyers, Josef, Markscheider, 1920. Sulzbach (Saar), Hammersberg 43.
- Meyerstein, Selly, Bankier, Vorsitzender des Aufsichtsrats der Alkaliwerke Ronnenberg, 1920. Hannover, Landschaftsstr. 6.
- Michael, Paul, Dr., Professor, Oberlehrer, 1920. Weimar, Kohlstr. 18.
- Michael, Richard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirektor, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Michaelis, Oswald, Studienrat, 1920. Duisburg, Düsseldorf Str. 124.
- Michel, Hermann, Dr., Beamter am Naturhist. Staatsmuseum, 1921. Wien I. Burgring 7.
- *Michels, Franz, Dr., Assistent, 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Middeldorf, Hans, Bergrat, Bergwerksdirektor, 1920. Leopoldshall-Staßfurt, Gartenstr. 5.
- Middendorf, Ernst, Bergwerksdirektor, 1920. Nordhausen a. H.
- Milch, Ludwig, Dr., Prof., 1887. Breslau, Landsbergstraße 12
- *Mintrop, Ludger, Dr., Direktor, 1920. Hannover, Gellertstr. 25 A.
- *Mohr, Hans, Dr., Hochschulprofessor, 1921. Graz (Steiermark), Ruckerlberggürtel 18.
- Möhring, Walther, Dr., Geologe a. c. Cia de Petroleo Astra, 1909. Buenos Aires (Argentinien), Calle 25 de Mayo 182.
- Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. Delft, Kanaalweg 8.
- Möller, Johannes, konz. Markscheider, 1920. Essen, Brunhildestr. 11.
- Mommertz, Willy, Bergbaubeflissener, 1920. Hamborn 6, Warbruckstr. 35.
- Monke, Heinrich, Dr., 1882. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Straße 7.
- Montreal (Kanada), Library, Mc. Gill University, 1913. Montreal (Kanada).*
- Moos, August, Dr., 1922. Tübingen, Waldhäuserstr. 11.
- Mörs, *Linksrheinische Entwässerungsgenossenschaft*, 1920. Mörs.
- Mörs, *Niederrheinische Bergschule*, 1920. Mörs.
- Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Königl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Wallstr. 15.
- von zur Mühlen, L., Dr., Geologe, 1917. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Mühlhan, Gustav, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1920. Mechernich (Eifel), Hartgasse 4.
- Müller, Gustav, Schulamtskandidat, 1920. Alsleben a. S., Neue-Tor-Str. 16.
- Müller, Hermann, 1921. Berlin-Friedenau, Rembrandtstraße 11.
- Müller, Hermann E., Bergassessor, Bergdirektor a. D., 1920.
- Müller, Joseph, Dr., Geologe, 1918. Berlin-Halensee, Hektorstr. 4.
- Müller, Julius, konz. Markscheider, 1920. Gladbeck (Westf.), Grüner Weg 5.
- Müller, Otto, Bergrat, 1916. Wiesbaden, Juliusstr. 2.

- Müller, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Ibbenbüren (Westf.), Nordfeldmark 42.
- Müller-Herrings, Paul, Bergassessor, 1909. Berlin-Wilmersdorf, Hohenzollerndamm 27 a.
- Müllerried, Friedrich, Dr., 1921. Tampico (Mexiko), Credito Petrolifero. Heimatsadresse: Heidelberg, Blumenstr. 24.
- München, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie*, 1905. München, Neuhauser Straße 51.
- München, Generaldirektion der staatl. Berg-, Hütten- und Salzwerke*, 1920. München, Ludwigstr. 16 I.
- Murmann, August, Markscheider, 1920. Hamborn (Rhld.), Duisburger Str. 301.
- Musper, Fritz, Dr., Geologe vor's Lands Mijndiensten, Batavia, 1921. Heidenheim a. Brenz, Brenzstr. 15, bei Dr. Alfred Bentz.
- Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Hasenbergsteige 1.
- Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Klettenbergstr. 13.
- Naumann, Erich, Oberberggrat, 1920. Karlsruhe, Mathystraße 23.
- Naumann, Ernst, Dr., Professor, Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Naumann, Franz, Bergassessor, 1920. Recklinghausen, Martinistr. 11.
- Neindorf, Gewerkschaft Hedwigsburg*, 1920. Neindorf, Post Hedwigsburg (Braunschw.).
- Nenno, Wilhelm, Markscheider, 1920. Palenberg (Bez. Aachen), Bergstr. 2.
- Neunkirchen, Gebrüder Stumm, G. m. b. H.*, 1914. Neunkirchen (Saar).
- Neuroder Kohlen- und Tonwerke*, 1914. Neurode (Schl.).
- Neuwelzow, Eintracht, Braunkohlenwerke und Brikettfabriken*, 1914. Neuwelzow (Nieder-Lausitz).
- Neu-Weißstein, Verwaltung der Steinkohlenbergwerke Cons. Fuchsgrube und Davidgrube*, 1914. Neu-Weißstein, Post Altwasser (Schlesien).
- Niehoff, Emil, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1920. Frankfurt a. O., Gubener Str. 1.
- Niemczyk, Oskar, Markscheider u. Landmesser, 1920. Piasniki-Lipine (O.-S.), Beuthener Str.

- Nietsch, Hellmuth, Dr., 1921. Berlin W 30, Martin-Luther-Str. 97.
- Nimptsch, Willibald, Bergassessor, Hilfsarbeiter im Ministerium für Handel und Gewerbe, 1920. Berlin W 30, Luitpoldstr. 123.
- Baron Nopcsa, Franz, Dr., 1903. Wien I, Singerstr. 12.
- Nöth, L., stud. geol., 1920. Marburg (Lahn), Schloßstr. 2.
- Noetling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Baden-Baden, Bismarckstr. 23.
- *Nowack, Ernst, Dr., 1919. Wien I, Burgring 7, Naturhistorisches Staatsmuseum.
- Nuss, Wilhelm, Studienrat, 1920. Senftenberg (N.-L.), Dresdener Str. 7.
- Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1882. München, Techn. Hochschule, Arcisstr. 21.
- Oberhausen, Gutehoffnungshütte, Aktienverein für Bergbau und Hüttenbetrieb*, 1914. Oberhausen (Rhld.).
- Oberste Brink, K., Dr., Markscheider, 1912. Gelsenkirchener Bergwerks - Aktiengesellschaft, Gelsenkirchen.
- Odermann, Peter, Inspektionsmarkscheider, 1920. Ens-dorf (Saar).
- v. Oheimb, Bergrat 1920. Schwientochlowitz (O.-S.), bei Generaldirektor Voigt.
- Öhmichen, H., Dipl.-Ingenieur, Bergingenieur, 1899. Frankfurt a. M., Metallbank, Bockenheimer Anlagen 45.
- Oldau, Kaliwerke Prinz Adalbert A.-G. in Ligu.*, 1922. Oldau, Post Winsen (Aller).
- Ollerich, Ad., 1891. Hamburg, Rantzelstr. 70 IV.
- Olzhausen, Karl, Lehrer am Lyzeum, 1920. Salzwedel, Schäferstegel 35.
- Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.
- Oppenheimer, Josef, Dr., Privatdozent, 1920. Brünn (Tschecho-Slowakei), Schillergasse 10.
- Örtei, W., Privatdozent, 1921. Hann.-Münden, Wilhelmstr. 9 I.
- Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. B.
- Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht, Wilhelminalpark 5.
- Paeckelmann, Werner, Dr., Geologe, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Padtberg, August, Pater S. J., 1921. München, Veterinärstr. 9.

- Paehr, Wilhelm, Bergrat, Generaldirektor, 1920. Mengede (Kr. Dortmund), Zeche A. v. Hansemann.
- v. Papp, Karl, Dr., Professor, Geologe an der Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest VIII., Mehmed Szultan-ut 4a.
- Partsch, Karl, Bergassessor, 1920. Herne (Westf.), Zeche Shamrock.
- Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Hamburg 36, Seminar für Geographie, Edmund-Siemens-Allee.
- Paessler, Hanns, 1920. Hannover, Ostwendestr. 4 I.
- Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.
- Paxmann, Dr., Oberbergrat a. D., 1920. Berlin W 15, Pariser Str. 33.
- Peltz, Walter, Markscheider u. Landmesser, 1920. Hülse, Kreis Recklinghausen, Gersdorffstr. 9.
- Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1878. Berlin NW 7, Georgenstr. 34—36.
- *Penck, Walter, Dr., Universitätsprofessor, 1920. Leipzig-Schleußig, Stieglitzstr. 1 F.
- Person, Paul, Kaufmann, 1901. Hannover, Georgstr. 13.
- Petersen, Otto, Dr.-Ing., 1922. Düsseldorf, Ludendorffstraße 27.
- *Petrascheck, Wilhelm, Dr., Professor, 1901. Leoben (Steiermark), Montanistische Hochschule.
- Pfaff, F. W., Dr., Landesgeologe, 1887. München, Königinstr. 8 III.
- Pfeiffer, Hermann, Dr., Chemiker, 1920. Charlottenburg, Rönnestr. 3 Hpt.
- Pfister, Ernst, Bergwerksdirektor, 1920. Heygendorf b. Allstedt (Sa.-W.), Gewerkschaft Thüringen.
- Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).
- Philipp, Hans, Dr. Professor, 1903. Greifswald, Romstraße 19.
- Philippson, Alfred, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1892. Bonn, Königstr. 1.
- Pia, Julius, Dr., Kustos am Naturhistorischen Staatsmuseum, Privatdozent, 1921. Wien I, Burgring 7.
- Picard, Edmund, Dr., Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Picard, Leo, stud. geol., 1921. Konstanz (Baden), Bahnhofstr. 12.
- Piedboeuf, Paul, Ingenieur, 1920. Düsseldorf, Elisabethstraße 12.

- Pietzke, Hermann, Lehrer an der Vorschule, 1920. Guben, Hohlweg 11.
- *Pietzsch, Kurt, Dr., Landesgeologe, 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.
- Pilz, R., Dr., Dipl.-Ingenieur, 1913. Wien I, Kantgasse 3.
- Pittsburgh (Pennsylvania), Carnegie - Museum*, 1911. Pittsburgh (Pa.), U. S. A.
- Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Hohenheim bei Stuttgart, Landwirtschaftliche Hochschule.
- Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag VI, Albertov 6.
- Pohl, Max, Bergassessor a. D., stellv. Direktor der Deutschen Bank, 1920. Berlin-Schöneberg, Freiherr-v.-Stein-Str. 5.
- Pohl, Otto, Bergwerksdirektor, 1920. Bernburg (Anhalt), Hallesche Str. 69.
- Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.
- Pohlschmidt, Ferdinand, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Dortmund, Liebigstr. 10.
- Pollack, Vincenz, Professor a. d. Technischen Hochschule, 1914. Wien III, Barmherzigen-gasse 18.
- *Pompeckj, Jos. F., Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Pontoppidan, Harald, Dr., 1907. Hamburg 5, An der Alster 47.
- Porro, Cesare, Dr., 1895. Mailand, 4 Via Cernuschi.
- Porsche, Joseph, Dr., Gymnasialprofessor, 1920. Aussig (Böhmen), Anzengruberstr. 2.
- Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1876. Rom, Istituto geologico Universitario.
- Potonié, Robert, Dr., 1920. Berlin W 30, Nollendorfstr. 31/32.
- Prag, Geologisches Institut der Deutschen Universität*, 1911. Prag II, Weinberggasse 3.
- *Pratje, Otto, Dr., Assistent, 1919. Freiburg i. Br., Geol. Institut der Universität.
- Pressel, Konrad, Dr., Professor, 1907. München, Herzogstraße 64 III.
- Prinz, E., Zivilingenieur, 1916. Berlin-Zehlendorf-Mitte, Schweitzerstr. 24.
- Pufahl, Otto, Dr., Prof., Geh. Bergrat, 1920. Berlin-Halensee, Auguste-Viktoria-Str. 6.
- Putsch, Albert, Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1920. Kupferdreh.

- Putsch, Hugo, Bergwerksdirektor, Bergingenieur, 1920. Brücherhof bei Hörde (Westf.), Südstr. 6.
 Quaaas, Arthur, Dr., 1902. Ligneuville bei Malmedy.
 Quantz, Hermann, Professor, Studienrat, 1921. Gronau i. Westf., Moltkestr. 5.
 Quelle, Otto, Dr., Privatdozent, 1903. Bonn, Kurfürstenstraße 66.
 Quentin, Erich, Betriebsdirektor, 1920. Weidenau (Sieg), Burgstr. 33.
 Quiring, H., Dr., Dr.-Ing., Bergassessor, Geologe, 1912. Berlin N4, Invalidenstr. 44.
 Radoslawow, Bogumil M., Dipl.-Bergingenieur, Berghauptmann, 1914. Sofia, Boulevard Ferdinand 54.
 Raefler, Friedrich, Dr., Bergassessor, 1908. Berlin W8, Mohrenstr. 10.
 Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Amalienstraße 52.
 *Ramdohr, Paul, Dr., Assistent, 1921. Clausthal, Kronenplatz.
 *Range, Paul, Dr., Regierungs- und Bergrat, Mitarbeiter der Geol. Landesanstalt, Privatdozent, 1905. Berlin-Lichterfelde, Flotowstr. 11.
 Rassmuss, Hans, Dr., Staatsgeologe, 1910. Buenos Aires (Argentinien), 1241 Calle Maipú.
 Rathke, Max, Generaldirektor, 1920. Berka (Werra), Kr. Eisenach.
 *Ratzel, Albert, Dr., 1919. Heidelberg, Geol. Institut.
 Rau, K., Dr., Oberförster, 1905. Heidenheim a. Brenz.
 *Rauff, Hermann, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1877. Charlottenburg, Leibnizstr. 91.
 Rock, Hans, Dr., 1908. Berlin N4, Invalidenstr. 43.
Recklinghausen, Preußische Bergwerksdirektion, 1914. Recklinghausen.
 Reeh, Reinhard, konz. Markscheider, Bergbauinspektor, 1920. Koblenz-Neuendorf, Neuendorfer Str. 155.
 Reich, Hermann, Dr., Geologe, 1920. Berlin N4, Invalidenstr. 44.
 Reichel, Fedor, Studienrat, Professor, 1920. Löwenberg (Schles.), Markt 16 I.
 Reimann, Otto, Markscheider u. Bergschullehrer, 1920. Tarnowitz (O.-S.), Carlshofer Str. 15.
 *Reinheimer, Siegfried, Dr., 1921. Pforzheim, Luisenstraße 62.

- Reinisch, Dr., Professor, Landesgeologe, 1905. Mockau bei Leipzig, Kieler Str. 79.
- Reis, Otto M., Dr., Oberbergdirektor, 1920. München, Aegisstr. 47 II.
- Reiser, Karl, Dr., Professor, 1906. Kempten (Allgäu), Wilhelmstr. 93.
- Reiss, Friedrich, konz. Markscheider, 1920. Luisenthal (Saar), Althansstr. 85.
- Reiter, Markscheider, 1921. Hindenburg (O.-S.), Stollenstraße 7.
- Reitz, Dr., Oberlehrer, 1920. Elmshorn (Holstein), Sandberg 50.
- Renisch, Adolf, Studienrat, 1920. Remscheid, Körnerstraße 12.
- Renz, Carl, Dr., Professor, Privatdozent, 1903. München, Theresienstr. 1 III, p. Adr. Herrn Dr. Alfred Laubmann.
- Rettschlag, Walter, Studienreferendar, 1920. Bernau (Mark), Börnickerstr. 16.
- Reuning, Ernst, Dr., Geologe, 1910. Gießen, Wolken-gasse 27.
- Reuss, Max, Professor, Wirkl. Geh. Oberbergrat, 1920. Berlin-Grünwald, Egerstr. 1.
- Reuter, Franz, Bergassessor, 1920. W 62, Charlottenburg, Wittenbergplatz 3 a.
- Richardz, Steph., Dr., 1919. Mödling b. Wien, St. Gabriel.
- Richert, Ernst, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Goslar, Ebertstr. 1.
- *Richter, Rudolf, Dr., Studienrat, Privatdozent, 1907. Frankfurt a. M., Feldbergstr. 30.
- Richter, Waldemar, Dr., Direktor der Zementfabrik, 1922. Neukirch a. d. Katzbach.
- Riedl, Emil, Lehrer, 1911. Körbelsdorf (Post Pegnitz, Oberfr.).
- *Rimann, Eberhard, Dr., Prof., 1908. Dresden-A., Kaitzerstraße 17 I.
- Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineralog. Institut der Universität, Talstraße 38.
- Rode, Karl, stud. geol., 1921. Berlin-Dahlem, Unter den Eichen 89 a.
- Rödel, Hugo, Dr., Oberstudienrat, 1919. Frankfurt a. O., Sophienstr. 12.
- Roedel, Sebastian, Professor, Direktor der Realschule, 1919. Fürth (Bayern), Kaiserstr. 94.

- Rohleder, Herbert, stud. geol., 1921. Berlin NW 52, Paulstr. 11 I.
- Rohrlich, S., Dipl.-Bergingenieur u. Bergwerksdirektor, 1920. Anderbeck, Gewerkschaft Wilhelmshall.
- *Röhrer, Friedr., Dr., Professor, Privatdozent, 1910. Mannheim, S. 6, 30.
- Roelen, W., stellv. Bergwerksdirektor, Dipl.-Bergingenieur, konz. Markscheider, 1920. Hamborn (Rhld.), Hufstr. 20.
- *Romberg, Jul., Dr., 1889. Bensheim (Hessen), Schönberger Str. 68.
- Rothmaler, Johannes, Bergrat, 1920. Siegen, Sandstr. 69.
- Rübenstrunk, Ernst, Dr., Studienrat, 1921. Nordhausen, Sangerhäuser Str. 15.
- Ruda, Gräfl. von Ballestremsche Güterdirektion*, 1914. Ruda (Oberschl.).
- Rudolph, Karl, Bergassessor, 1919. Braunschweig, Kaiser-Wilhelm-Str. 60 II.
- Rüger, Ludwig, cand. geol., 1920. Heidelberg, Geol. Institut der Univ., Hauptstr. 52 II.
- Runge, Erich, Bergassessor a. D., 1920. Altenessen, Krablerstr. 17.
- Rusewald, Dr., Studienrat, 1921. Wanne, Kaiser-Wilhelm-Str. 9.
- Rutten, L., Dr. 1907. Utrecht, C. Evertsenstraat 7.
- Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. First Chance Mining Company, Carnet (Montana), Ver. Staaten.
- Salfeld, H., Dr., Professor, 1905. Hannover.
- *Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1891. Heidelberg, Geologisches Institut der Universität, Hauptstr. 52 II.
- Salzmann, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Derichsweiler bei Düren (Rhld.).
- Sassenberg, Robert, jr., konz. Markscheider, 1920. Hamm i. Westf.
- Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand der Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Seestr. 124.
- Sauerbrey, Erich, konz. Markscheider, 1920. Karnap, Landkreis Essen (Ruhr).
- Saul, Hugo, konz. Markscheider, 1920. Recklinghausen-Süd (König Ludwig), König-Ludwig-Str. 158.
- Schäfer, Heinrich Friedrich, Bankbeamter a. D., 1920. Gotha, Liesenstr. 23.
- Schalla, Emil, Landmesser u. Markscheider, 1920.

- Scharf, W., Betriebsdirektor, 1920. Benzelrath bei Köln, Post Frechen.
- Schaub, Ludwig, Dr., Studienrat, 1920. Witten (Ruhr), Roonstraße 12.
- Scheffer, Ludwig R., Dr.-Ing., Bergassessor, 1912. Frankfurt a. M., Wolfsgangstr. 107.
- Scheibe, Robert, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1885. Berlin-Halensee, Westfälische Str. 82.
- Schellhase, Otto, Markscheider, 1920. Recklinghausen, Heiligegeiststr. 11.
- Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstr. 7.
- Scherber, P., Dr., Geh. Admiraltätsrat a. D., 1911. München, Harthausen Str. 117.
- Scherkamp, Hubert, Bergassessor a. D., 1920. Berlin W 15, Wielandstr. 25/26.
- Schiedt, Friedrich, Bergwerksdirektor, 1920. Wolmirsleben (Kreis Wansleben).
- *Schindewolf, Otto H., Dr., Privatdozent, 1920. Marburg (Bez. Kassel), Geol. Institut.
- Schiwy, Markscheider, 1920. Tarnowitz (O.-S.).
- Schlafke, Otto, Bergassessor, Regierungsrat a. D., 1913. Hannover, Moltkeplatz 7 I l.
- Schlagintweit, Otto, Dr., Privatdozent, 1907. Berlin W 8, Mauerstr. 35-37.
- Schlarb, Otto, Bergassessor a. D., 1920. Herne (Westf.), Strünkederstr. 83 a.
- Schleifenbaum, Friedrich, Bergassessor, 1920. Siegen (Westf.), Wellerbergstr. 7.
- Schlenzig, J., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Berlin NW, Kirchstr. 1.
- Schlippe, O., Dr., 1886. Leipzig-Gohlis, Menckestr. 18.
- Schlitzberger, Kurt, Bergrat, 1920. Goslar (Harz), von Gamenstr. 16.
- *Schloßmacher K., Dr., Geologe, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmeißer, Karl, Dr. h. c., Dr.-Ing. h. c., Wirkl. Geh. Oberbergrat, Berghauptmann und Oberbergamtspräsident, 1900. Breslau, Kaiser-Wilhelm-Platz.
- Schmidle, W., Dr., Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden), Mainaustr. 19.
- *Schmidt, Axel, Dr., Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Falkertstr. 63.

- *Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6/7.
- Schmidt, Hermann, Dr., Kustos, 1920. Göttingen, Geologisches Institut der Universität.
- Schmidt, Hermann, Markscheider, 1920. Witten (Ruhr), Schulstr. 42.
- Schmidt, Martin, Dr., Professor, 1896. Stuttgart, Archivstr. 3.
- Schmidt, Walter, Markscheider, 1920. Beuthen (O.-S.), Parkstr. 2.
- Schmidt, W. Erich, Dr., Bergrat, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- *Schmidtgen, Otto, Dr., Professor, Direktor des Naturhist. Museums der Stadt, 1921. Mainz.
- Schmierer, Th., Dr., Bergrat, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmitz, Wilhelm, Bergwerksdirektor, 1920. Hamborn (Rhld.), Duisburger Str.
- Schmitz, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Rotthausen (Kreis Essen), Wiehagenstr. 5.
- *Schnarrenberger, Karl, Dr., Landesgeologe, 1904. Freiburg i. Br., Bismarckstr. 7.
- Schneid, Theodor, Dr., Hauptkonservator am Naturalienkabinett, 1921. Bamberg.
- Schneider, Otto, Dr., Professor, Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schneiderhöhn, Hans, Dr., Prof., 1911. Gießen, Min. Institut d. Univ., Ludwigstr.
- Schnepff, Heinrich, Bergrat, 1920. Bodenmais (Niederbayern), Berg- und Hüttenamt.
- Schnittmann, Franz Xaver, Dr., 1921. Würzburg, Franziskaner-Kloster.
- Scholand, A., Markscheider, 1920. Dortmund, Jungesellenstr. 14 p.
- Scholz, Bruno, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Halle (Saale), Heinrichstr. 6.
- Schöndorf, Dr., Professor, Privatdozent, 1911. Hannover, Theodorstr. 3a.
- Schönfeld, Georg, Lehrer, 1920. Dresden 28, Stollestr. 64
- Schöppe, W., Dr.-Ing., Bergwerksbesitzer, 1907. Wien VI, Gumpendorfer Straße 8.
- Schorcht, Walther, Dr., Kustos am staatlichen Museum, 1920. Gotha, In d. Klinge 2.

- Schornstein, Waldemar, Dipl.-Ingenieur, 1919. Arnoldstein (Kärnten), bei Mente.
- *Schöttler, W., Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 79.
- Schreiter, Rud., Dr., 1912. Freiberg (Sachsen), Geol. Institut d. Bergakademie.
- *Schrepfer, Margarete, stud. phil. nat., 1921. Göttingen, Schiefer Weg 13.
- Schriel, W., Dr., Geologe, 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Schroeder, Ernst, Bergrat, 1920. Goslar (Harz), Gartenstr. 9, Erdgesch.
- Schröder, Henry, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirektor, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schroeder, Joachim, Dr., Assistent am Institut für Paläontologie und historische Geologie, 1921. München, Alte Akademie.
- Schucht, F., Dr., Professor, 1901. Berlin N 4, Invalidenstraße 42.
- *Schuh, Friedr., Dr., Privatdozent, 1911. Rostock, Geol. Institut der Universität.
- Schulte, Gottfried, Markscheider und Lehrer an der Bergschule, 1921. Bochum, Schillerstr. 37.
- Schulte, Ludw., Dr., Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schultz, Walter, Dr., Professor, 1920. Kassel-W., Nordhäuser Str. 151.
- Schulz, Fritz, Markscheider u. Landmesser, 1920. Essen (Ruhr), Bismarckstr. 117.
- Schulz, Johannes, Hauptm. a. D., cand. geol., 1921. Halle a. S., Viktor-Scheffel-Str. 13.
- Schulze, Gustav A., Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Schulze, Paul, Bergrat, 1920. Zabrze (O.-S.), Kronprinzenstr. 30.
- Schulze, Rudolf, Bergrat, Bergrevierbeamter, 1920. Weimar, Am Horn 5.
- Schumacher, Fr., Dr.-Ing., Prof., 1920. Freiberg (Sachsen), Bergakademie.
- Schumann, G., Dr.-Ing. h. c., Generaldirektor, Kommerzienrat, 1920. Grube Ilse (Niederlausitz).
- Schünemann, Ferdinand, Oberbergrat, 1905. Zellerfeld (Harz).
- Schwalmbach, Wilhelm, Markscheider, 1920. Waldenburg (Schles.), Fürstensteiner Str. 16.

- Schwartmann, Markscheider, 1918. Wattenscheid, Nordstr. 90.
- Schwartz, Felix, Bergdirektor, Bergassessor, Betriebsleiter beim Erzgeb. Steinkohlen-Aktienverein, 1920. Zwickau (Sachsen), Silberhof 9.
- Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, 1908. Hannover, Podbielskistr. 16.
- Schwarzmann, Max, Dr., Prof., Direktor des Badischen Naturalienkabinetts, Mineral.-Geol. Abt., 1920. Karlsruhe (Baden), Gartenstr. 19.
- Schwenk, Carl, Zementfabrikant, Kommerzienrat, 1920. Ulm (Donau), Blauring 29.
- Schwertschläger, Jos., Dr., Professor, 1908. Eichstätt (Mittelfranken).
- Scipio, W., Regierungsassessor a. D., 1906. Mannheim N 5.
- *Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Mühlweg 48.
- Seeliger, Hermann, Pr. aufsichtführender Markscheider, 1920. Hindenburg (O.-S.), Kronprinzenstr. 15.
- Seidl, Erich, Ministerialrat, 1910. Berlin NW 23, Altonaer Str. 35.
- von Seidlitz, W., Dr., Professor, 1906. Jena, Reichardstieg 4.
- Seiffert, Dr., Oberbergat, 1920. Braunschweig, Wenden-torwall 19.
- Seithe, Ferdinand, 1921. Bonn, Mozartstr. 56.
- Seitz, Otto, Dr., Assistent an der Geol. Landesanstalt, 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Selle, V., Dr., Bergassessor a. D., 1909. Potsdam, Sophien-straße 3.
- Semmel, Joh., Bergassessor, 1910. Gera-Reuß, Moritz-Semmel-Str. 11.
- Semper, Max, Dr., Professor, Dozent, 1898. Aachen, Technische Hochschule.
- Sethe, Emil, Bergwerksdirektor, 1920. Bernterode, Untereichsfeld.
- Sieber, Hans, Dr., Studienrat, 1908. Bischofswerda (Sa.), Bautzener Str. 70.
- Siegen, *Siegerer Bergschulverein, E. V.*, 1910. Siegen (Westf.).
- Siegert, Fr. Wilhelm, Fabrikbesitzer, 1922. Kauffung a. K. (Schlesien).
- Silberg, *Gewerkschaft Grube Glanzenberg*, 1914. Silberg, Post Welschenennest.

- Silverberg, Paul, Dr. jur., Generaldirektor, 1920. Köln, Worringer Str. 18.
- Simon, A., Bergwerksdirektor, 1914. Beendorf bei Helmstedt.
- Simon, Arthur, Dipl.-Ingenieur, Bergingenieur, 1919. Goslar, Oberer Triftweg 27.
- Simons, Herbert, Dipl.-Ingenieur, 1910. Düsseldorf, Königstr. 6.
- Söhle, Ulrich, Dr., Privatdozent, Dipl.-Bergingenieur, 1891. Braunschweig, Humboldtstr. 24 II.
- Solger, Friedr., Dr., Professor, 1900. Berlin N, Reinickendorfer Str. 4.
- *Sommer, Martin, Dr., 1920. Leipzig, Arndtstr. 38 III.
- Sommermeier, Leopold, Dr., 1908. Berlin W 8, Mauerstr. 35—37.
- Sondershausen, *Gewerkschaft Glückauf*, 1920. Sondershausen.
- Sonnenschein, Ewald, Bergwerksdirektor, 1922. Herbede (Ruhr).
- Sonntag, Paul, Dr., Prof., 1920. Danzig-Neufahrwasser, Fischermeisterweg 1 a.
- Sorg, Bergassessor, 1905. Frankfurt a. M., Gutleutstraße 100 II.
- Soergel, Wolfgang, Dr., Professor, Privatdozent, 1909. Tübingen, Geolog. Institut.
- Sowinsky, Alfons, Markscheider, 1920. Hindenburg (O.-S.), Promenadenweg 2.
- Spandel, Otto, 1910. Nürnberg, Verlag des General-Anzeigers für Nürnberg-Fürth.
- Spang, Carl, Grubenmarkscheider, 1920. Ensdorf (Saar), Gasthaus Haas.
- *Spiegel, Adolf, Dr., 1921. Darmstadt, Dieburger Straße 150.
- Spindler, Bergwerksdirektor, 1920. Essen, Gewerkschaft Viktoria Mathias, Huyssenallee.
- Spitz, Wilhelm, Dr., 1907. Freiburg i. B., Bad. Geol. Landesanstalt, Bismarckstr. 7-9.
- Stach, Erich, cand. geol., 1920. Berlin-Pankow, Wollankstraße 117.
- Stahl, Alfred, Dr., Bergassessor, 1920. Berlin SW 61, Großbeerenstr. 84.
- v. Stahl, A. F., Bergingenieur, 1899. Uusikirkko Pitkäljärvi W. L. (Finnland).

- Stähler, Heinrich, Generaldirektor, 1920. Hindenburg (O.-S.), Donnersmarckhütte.
- Stamm, August, Dr., Prof., 1920. Hersfeld, Neumarkt 35.
- Stappenbeck, Richard, Dr., Geologe, 1904. Salzwedel, Burgcafé.
- Steeger, A., Mittelschullehrer, 1914. Kempen (Rheinl.), Vorsterstr. 10.
- Stein, Karl, konz. Markscheider, 1920. Gelsenkirchen II, Grillostr. 69.
- Steinbrinck, Otto, Berghauptmann, Wirkl. Geh. Oberbergtrat, 1920. Clausthal (Harz), Markt 22.
- Steinförde, Kaliwerk Steinförde A.-G., 1922. Steinförde, Post Wietze (Aller).
- *Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Colmantstr. 20.
- Steinmetz, Alexander, Gewerke, 1921. Baden-Baden, Lange Str. 114.
- *Steuer, Alex., Dr., Professor, Oberbergtrat, Hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Herdweg 110.
- *Stieler, Karl, Dr., Assistent am Geol. Institut, 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- *Stille, Hans, Dr., Professor, 1898. Göttingen, Herzberger Landstraße 55.
- Stiny, J., Dr., Professor, 1921. Bruck a. M. (Österreich), Höhere Forstlehranstalt.
- Stockfisch, Dr., Chemiker a. d. Geol. Landesanstalt, 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Stoller, J., Dr., Bergrat, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.
- Stratmann, Heinrich, Markscheider, 1920. Hamborn (Rhld.), Altmarkt 20.
- Strauss, Julius, konz. Markscheider, 1920. Limburg (Lahn), Diezerstr. 58.
- *Stremme, Hermann, Dr., Professor, 1904. Danzig-Langfuhr, Technische Hochschule, Mineralog.-Geolog. Institut.
- Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Struck, Rud., Dr., Professor. 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
- Stürtz, B., Mineralog. und paläontolog. Kontor, 1876. Bonn, Riesstr. 2.

- Stuttgart, Geologische Abteilung des Statistischen Landesamts*, 1903. Stuttgart.
- Stutzer, O., Dr., Professor, 1904. Freiberg i. Sa.
- Süchting, H., Dr., Professor, 1921. Hann.-Münden, Forstliche Hochschule.
- Sundhaussen, Hermann, Oberingenieur, 1920. Essen, Bredeneyer Str. 23.
- Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien I, Landesgerichtsstraße 12.
- Tarnowitz, Oberschlesische Bergschule*, 1905.
- Taurer, Franz, Dipl.-Berging., Betriebsingenieur, 1922. Grube Theodor bei Bitterfeld.
- Tegeler, Heinrich, Bergwerksdirektor, Oberbergrat, 1920. Recklinghausen, Elper Weg 19.
- Tengelmann, Ernst, Generaldirektor, 1920. Essen, Haumannplatz 7.
- Thees, Waldemar, konz. Markscheider, 1920. Bottrop, Velsenstr. 21.
- Théremín, Bernhard, Direktor der Landwirtschaftsschule, 1920. Trebnitz (Schles.), Kaiser-Friedrich-Platz.
- Theumer, Th., Berginspektor, 1922. Grube Ilse, N.-L.
- Thiem, Günther, Dr.-Ing., Zivilingenieur, 1911. Leipzig, Hillerstr. 9.
- Thom, Hanni, verw. Moeller, 1920. Berlin W 9, Königin-Augusta-Str. 6.
- *Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Berlin-Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstr. 27.
- Thürach, H., Dr., Bergrat und Landesgeologe, 1885. Freiburg i. Br.-Günterstal, Schauinslandstr. 8.
- Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der Geol. Reichsanstalt i. R., 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.
- Tilmann, Norbert, Dr., Professor, 1907. Bonn, Nußallee 2.
- Tobler, August, Dr., Abteilungsvorsteher am Naturhistor. Museum, 1907. Basel, Augustinergasse 5.
- *Todtmann, Emmy, 1921. Hamburg 39, Blumenstr. 41.
- Torley, Karl, Dr., Sanitätsrat, 1920. Iserlohn.
- Tornow, Maximilian, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin-Wilmersdorf, Nestorstr. 54.
- Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Graz (Steiermark), Techn. Hochschule.
- Trainer, Max, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Wattenscheid, Wilhelmstr. 5.

- Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien, Burgring 7.
- Trösken, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Disteln, Post Herten (Westf.), Hertener Str. 350.
- v. Tucholka, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur, 1920. Jaworzno (Galizien).
- Tyroff, Fritz, Steinbruchbesitzer, 1920. Heiligenhaus (Niederrhein).
- Uhlemann, Alfred, Oberlehrer, Mitarbeiter der Sächs. Geol. Landesanstalt, 1910. Plauen i. Vogtl., Blücherstraße 9.
- Uhlig, Albert, Lehrer, 1922. Dresden, An der Frauenkirche 13.
- Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.
- Unter-Eschbach, Akt.-Ges. des Altenberges (Viëlle Montagne, Abt. Bensberg)*, 1914. Unter-Eschbach (Bez. Köln).
- Vacek, Michael, Dr., Chefgeologe der Geol. Staatsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Vater, Heinrich, Dr., Professor, Geh. Forstrat, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.
- v. Velsen, Oberbergat a. D., Generaldirektor der Bergwerksgesellschaft Hibernia, 1920. Herne.
- Vierschilling, Karl, Markscheider, 1920. Herne i. W.
- Vischniakoff, N., 1876.
- *Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstraße 12.
- Vogelbeck, *Gewerkschaft Siegfried I*, 1922. Vogelbeck bei Salzderhelden.
- Vogt, J. H. L., Dr., Professor, 1891. Trondjem, Norwegen, Technische Hochschule.
- Voit, Friedrich W., Dr., Bergdirektor, 1901. Dresden-A., Stephaniensstr. 16.
- Vollhardt, Alwin, Bergdirektor u. Bergrat, 1920. Lehesten (Thür.), Staatsschieferbrüche.
- Vorbrodt, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Wanne-Röhlingshausen, Roonstr. 2.
- Vossieck, konz. Markscheider, 1920. Katernberg, Landkreis Essen (Ruhr).
- Wachholder, Max, konz. Markscheider, 1920. Rheinbreitbach bei Unkel (Rhein).
- Wagner, Hans, Assistent am Deutschen Entomologischen Museum, 1919. Berlin-Lichterfelde, Unter den Eichen 54.

- Wagner, Karl, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Bonn, Beringstr. 30.
- Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.
- *Wagner, Willy, Dr., 1911. Münster a. St., Villa Rotenfels.
- Wahl, Emil, Studienassessor u. Chemiker, 1921. Barmen, Gewerbeschulstr. 135.
- Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Kassel, Opernplatz.
- Walbrecher, Walther, Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1921. Berlin NW 40, Reichstagsufer 3.
- Waldenburg i. Schl., *Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hilfskasse*, 1864. Waldenburg (Schles.), z. H. der Direktion der Niederschlesischen Bergschule.
- Walkhoff, Friedrich, Bergwerksdirektor u. Bergassessor a. D., 1920. Cappenberg b. Lünen a. d. Lippe.
- Walter, Wilhelm, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Bonn, Bismarckstr. 8.
- Walther, Joh., Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1883. Halle a. S., Domstr. 5.
- Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Camino Millan 376.
- Wandhoff, Erich, Dr., Professor, 1920. Freiberg i. Sa., Branderstr. 25.
- *Wanner, J., Dr., Professor, 1907. Bonn, Nußallee 2.
- Wasmuth, Josef, konz. Markscheider, 1920. Doveren (Bez. Aachen), Gewerksch. Sophie Jacoba.
- Wattenscheid, *Rheinische Stahlwerke*, 1914. Wattenscheid.
- Weber, Emil, Dr., 1881. Schwepnitz i. Sa.
- Weber, Friedrich, Dr., Geologe, 1920. Zürich, Haldenbachstr. 31.
- Weber, Gustav, Fürstl. Plessischer Markscheider, 1920. Kattowitz (O.-S.), Wilhelmsplatz 2.
- Weber, Heinrich, Bergrat, 1920. Lünen a. d. Lippe, Münster Str. 39.
- *Weber, Karl August, Dr., Bergassessor, 1920. Halle (Saale), Seydlitzstr. 1b II.
- Weber, Maximilian, Dr. phil. et med., Professor, 1899, München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Wedding, Fr. Wilh., Bergassessor, 1907. Steele (Ruhr), Lindemannstr. 32.
- Wedekind, Rudolf, Dr., Professor, 1907. Marburg (Lahn).

- Weg, Max, Buchhandlung und Antiquariat, 1914. Leipzig, Königstr. 3.
- *Wegner, Th., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.
- Wehberg, Wilhelm, Markscheider, 1920. Marten (Kreis Dortmund), Voersten-Hof.
- Weickardt, Richard, Obersteiger u. Bureauvorsteher der Geol. Abt. der A. Riebeck'schen Montanwerke A.-G., 1920. Halle (Saale), Wegscheider Str. 7.
- *Weigand, Bruno, Dr., Professor, 1879. Freiburg i. Br., Maximilianstr. 30.
- Weigelt, Johannes, Dr., Privatdozent, 1919. Halle a. S., Bernburger Str. 28.
- *Weinert, Edgar, Studienrat, Professor, Museumsdirektor, 1920. Dortmund, Märkische Str. 60.
- Weingardt, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Neunkirchen (Saar), Hospitalstr. 2.
- Weingärtner, P. Reginald, M. O. P., 1912. Vechta (Oldenburg), Missionsschule der Dominikaner.
- Weise, E., Professor, 1874. Plauen i. Vogtl.
- Weiser, Friedr. Moritz, Studienrat, 1910. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 71.
- Weiske, F., Dipl.-Ingenieur, 1920. Bogotá, Colombia, Sociedad Colombiana de Fomento.
- Weissermel, Waldemar, Dr., Professor, Landesgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Weiß, Arthur, Dr., 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 9 part.
- Wenderoth, Gustav, Bergassessor a. D., 1920. Siegen, Obere Häuslingstr. 3.
- Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Warnsdorf (Böhmen), 1. Bezirk, Zollstraße 10.
- Wenz, Wilhelm, Dr., Studienrat, 1920. Frankfurt a. M., Gwinnerstr. 19.
- *Wepfer, Emil, Dr., Professor, 1908. Freiburg i. Br., Jakobistr. 56.
- Werner, Heinrich, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Celle, Bahnhofstr. 30 II.
- Werth, Emil, Dr., Professor, Regierungsrat u. Laboratoriumsvorsteher in der Biologischen Reichsanstalt, 1908. Berlin-Wilmersdorf, Binger Str. 17.
- van Werveke, Leopold, Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1879. Magdeburg, Kleine Diesdorfer Str. 10.

- Wessling, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Bork, (Kreis Lüdinghausen), Selmerstr.
- Westeregeln, Consolidierte Alkaliwerke, Akt.-Ges. für Bergbau und chemische Industrie*, 1914. Westeregeln (Bez. Magdeburg).
- Westermann, Heinrich, Dr., Dr.-Ing., Bergassessor a. D., Generaldirektor, 1920. Kohlscheidt (Kr. Aachen).
- Wetzel, Walter, Dr., Privatdozent, 1910. Kiel, Düppelstraße 71.
- Wetzlar, *Buderussche Eisenwerke*, 1914. Wetzlar.
- Weyer, Gustav, Dipl.-Bergingenieur, Bergwerksdirektor, 1922. Grube Theodor bei Bitterfeld.
- *Wichmann, Arthur, Dr., Professor, 1874. Hamburg 5, Berliner Tor 6 II.
- Wichmann, R., Dr., Geologe, 1909. Hamburg 23, Richardstr. 88.
- Wickum, Hubert, Markscheider, 1920. Hamborn (Rhld.), Sophienstr. 49.
- Widenmeyer, Oscar, Dipl.-Ingenieur, 1906. Astra Compagnie Argentina de Petroles, Buenos-Aires, Calle 25 de Mayo 182.
- Wiechelt, Werner, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Baicoi (Rumänien), p. A. Societate „Petrol-Block“.
- Wiegand, Erich, konz. Markscheider, 1920. Goslar (Harz), Petersilienstr. 30 I.
- Wiegiers, Fritz, Dr., Landesgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wiemhoff, Carl, Markscheider, 1920. Horstermark (Westf.), Sandstr. 13.
- Wien, *Universitäts-Bibliothek*, 1881. Wien.
- Wienke, Heinrich, Bergassessor, 1920. Hervest-Dorsten (Westf.), Halterner Str. 20.
- Wiesner, Adolf, Markscheider, 1920. Waldenburg (Schles.), Salzbrunner Weg 1.
- *Wilckens, Otto, Dr., Professor, 1901. Bonn, Scharnhorststr. 4.
- Wilckens, Rudolf, Dr., Studienrat, 1909. Hannover, Sallstr. 31.
- Wilke, Waldemar, Bergassessor, 1920. Derne (Kreis Dortmund), Gneisenastr. 6.
- Willert, Johannes, Bergrat, 1920. Saarbrücken, Bergschule.
- Willing, Hermann, Bergassessor, 1920. Eisern (Kreis Siegen):

- *Willmann, Karl, Dr., 1911. Neubiberg b. München-Ost, Brunhildenstr. 74.
- Willruth, Karl, Dr., Geol. Assistent des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze, 1919. Halle (Saale), Paradeplatz 5.
- *Wilser, Julius, Dr., Privatdozent, 1914. Freiburg i. Br., Geologisches Institut der Universität.
- Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires (Argentinien), 1691 Casilla Correo.
- Winnacker, Erich, Bergwerksdirektor, 1920. Gleiwitz (O.-S.), Friedrichstr. 9.
- Winter, Otto, Berginspektor, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Oberröblingen am See, Mansfelder Seekreis.
- Wischnowski, Erhard, konz. Markscheider, vereid. Landmesser, 1920. Beuthen (O.-S.), Hohenzollerngrube.
- Wittmann, H., Lehrer, 1912. Dortmund-Körne, Liboristraße 33.
- Woldřich, Dr., Professor, 1910. Prag VI, Albertov 6. Mineralog.-Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule.
- Woldstedt, Paul, Dr., Geologe, 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.
- von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Halle a. S., Reichhardtstr. 3.
- Wolff, Wilhelm, Dr., Professor, Landesgeologe, 1893. Frohnau bei Berlin, Markgrafenstr.
- Wolfram, Hermann, Ingenieur, 1921. Düsseldorf, Kapellstr. 9 B.
- Woermann, Stadtschulrat, 1914. Dortmund, Heiliger Weg 11.
- Woeste, Adolf, Bergassessor, 1920. Philippstal (Werra).
- Wulff, R., Dr., 1921. Aachen, Technische Hochschule.
- Wunderlich, Erich, Dr., Professor, 1917. Stuttgart, Hauptstätterstr. 125.
- Wünschmann, Dr., Oberlehrer, 1914. Halberstadt, Moltkestr. 57 II.
- Wunstorff, W., Dr., Professor, Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- *Würfel, Alwin Gotthard, Dr., Schriftleiter, 1920. Köln, Kölnische Zeitung.
- Wurm, Adolf, Dr., Privatdozent, Assessor am Oberbergamt, 1910. München, Fürstenstr. 15 II.

- Wurm, C., konz. Markscheider, 1920. Heessen bei Hamm (Westf.).
- Würzburg, *Mineralogisch-Geologisches Institut der Universität*, 1899.
- Wüst, Ewald, Dr., Professor, 1901. Kiel, Mineralog.-Geolog. Institut.
- Wysogórski, Joh., Dr., Professor, 1898. Volksdorf bei Hamburg, Diekkamp 35.
- Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.
- Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., 1886. Altona (Elbe), Palmaille 43.
- Zell, Max, Generaldirektor der Halleschen Pfännerschaft A.-G., 1920. Halle a. S., Kurallee 18.
- Zelter, Wilhelm, Stadtbauingenieur, 1920. Unterbarmen, Hesselbergstr. 46.
- Ziervogel, Herm., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Berg-
rat, 1908. Karlsruhe, Zähringer Str. 65.
- Ziervogel, Wilhelm, Oberbergrat, 1920. Wernigerode (Harz), Böllhasental 6.
- Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Kassel-Wilhelmshöhe, Rasenallee 41.
- Zimmer, Wilhelm, Kaufmann u. Bankier, 1920. Löwenberg (Schles.), Markt 211/212.
- Zimmermann (I), Ernst, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zimmermann (II), Ernst, Dr., Bergrat, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zimmermann, Ernst, Lehrer, 1920. Schwelm, Gasstraße 7.
- Zobel, Rektor, 1910. Berlin-Groß-Lichterfelde-W., Sophienstr. 7.
- Zöllner, Bergrat, 1915. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zöllner, August, Dr., Direktor, 1920. Hattingen (Ruhr), Bismarckstraße.
- Zwierzycki, J., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Kgl. Niederländischer Regierungsgeologe, 1914. Batavia (Java), Hooftbureau van mijnwezen, Laan Trivelli 51.
-



Fig. 1. „Augen“ im Kordieritkorundfels, von stark in Kayserit umgewandelten Korundkristallen erfüllt (18 fach vergrößert).



Fig. 2. Dasselbe bei stärkerer Vergrößerung (64 fach).

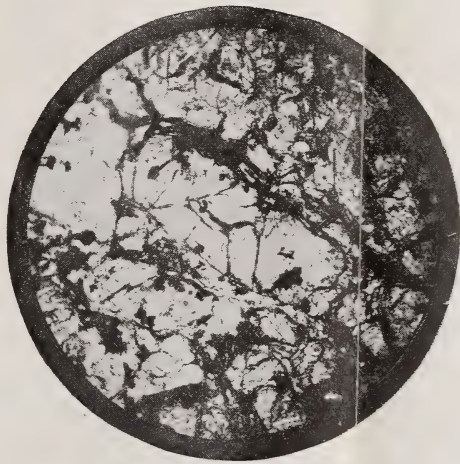


Fig. 3. Korundkristall im Korundfels mit Rissen nach R (33 fach vergr.).



Fig. 4. Derselbe Kristall bei + Nicols, die Umwandlung in Kayserit zeigend (62 fach vergrößert).

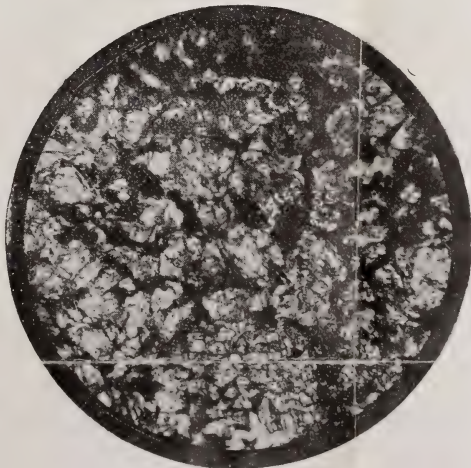


Fig. 5. Pflasterstruktur im Korundfels. Am oberen Rande ist der Korund völlig in Kayserit umgewandelt (33 fach vergr.).



Fig. 1. Der Cerro Redondo von NO aus.



Fig. 2. Kleines Kordieritschieferhornfels-Vorkommen von NW aus.
(Die linke Seite der Figur besteht aus der Breccie.)

Aufnahmen des Verfassers.

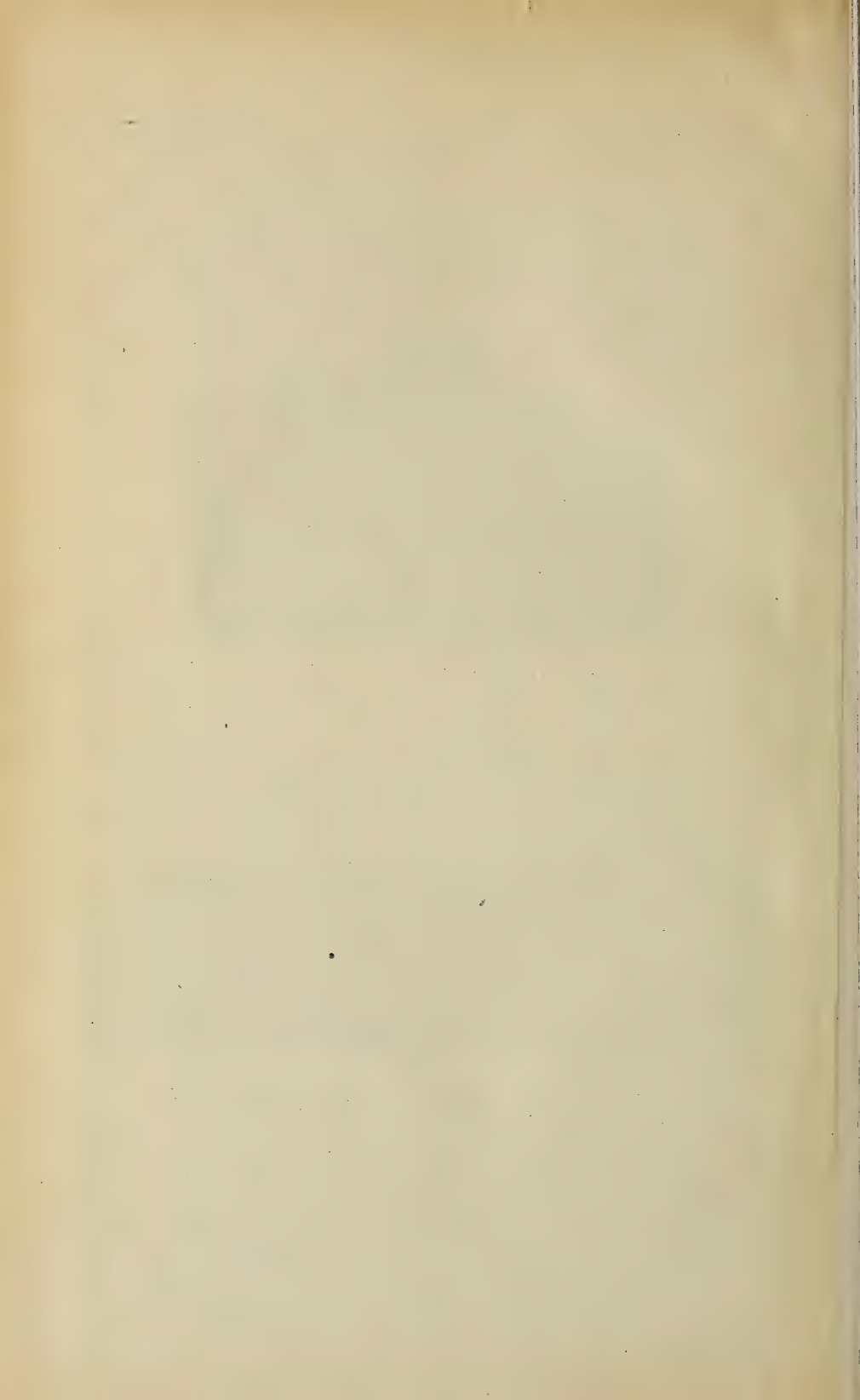




Fig. 1. Korundfels nahe dem Gipfel des Cerro Redondo.



Fig. 2. Kluft im Korundfels von
Kayserit ausgefüllt (fast $\frac{1}{2}$ natürl. Gr.)



Fig. 3. Glimmergänge im Korundfels.
($\frac{1}{4}$ natürl. Größe.)



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 1–3. 73. Band. 1921.

Berlin 1921.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Seite

Protokoll der Sitzung am 5. Januar 1921 1

Vorträge:

SCHMIDT, HERM.: Über die Gründung eines Archivs
für die Paläogeographie Deutschlands (Titel) 1

WERTH, E.: Über die Rassezugehörigkeit des Ehrings-
dorfer Diluvialmenschen und die Umgrenzung des
Neandertaltypus (Titel) 2

JAEKEL, O.: Über eine altchinesische Darstellung eines
neandertaloiden Menschen (Titel) 2

Protokoll der Sitzung am 2. Februar 1921 2

Vorträge:

HAARMANN, E.: Über einen Erklärungsversuch der
Gebirgsbildung (Titel) 3

ZIMMERMANN I.: Über Stöcke und Gänge von Porphyry
im Waldenburger und Boberkatzbach-Gebirge Nieder-
schlesiens (Titel) 3

Protokoll der Sitzung am 2. März 1921 3

Vorträge:

FLIEGEL, G.: Über Landschaftsformen in Kleinasien . 4

OPPENHEIM: Erörterung zum Vortrag von Herrn FLIEGEL 15

Briefliche Mitteilungen:

DEECKE, W.: Die Stellung der Oberrheinischen Massive
im Tektonischen Bau Deutschlands und Mitteleuropas 19

PAECKELMANN, W.: Zur Stratigraphie des Sauerlän-
dischen Oberdevons 40

Neueingänge der Bibliothek 47

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1921

Vorsitzender:	Herr POMPECKJ	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	„ RAUFF	„	JANENSCH
Vorsitzende:	„ BÜCKING-Heidelberg	„	SCHNEIDER
Schatzmeister:	„ PICARD	„	LEUCHS-München
Archivar:	„ DIENST		

Beirat für das Jahr 1921

Die Herren: BERGEAT-Königsberg, HEIM-Zürich, KRUSCH-Berlin, MADSEN-Kopenhagen, STILLE-Göttingen, Frh. STROMER v. REICHENBACH-München, TIETZE-Wien, O. WILCKENS-Bonn, WICHMANN-Utrecht.

Max Weg · Leipzig · Königstr. 3

Spezialbuchhandlung u. Antiquariat für geologische palaeontologische und mineralogische Literatur

Außerordentlich reichhaltiges Lager von bedeutenden Zeitschriften, Bibliotheks- werken, Monographien, geologischen Karten, Separaten und Ausschnitten in ganz besonders großer Anzahl aus den Bibliotheken der Herren:

Prof. Arzruni-Aachen, Prof. Beck-Freiburg, Prof. G. Berendt-Berlin, Prof. Marcel-Bertrand-Paris, Prof. Beushausen-Berlin, Prof. Beyrich-Berlin, Prof. Bombicci-Bologna, Dr. J. G. Bornemann-Eisenach, Prof. Branca-Berlin, Dr. A. Brezina-Wien, Prof. Bücking-Straßburg, Prof. Chelius-Darmstadt, Prof. Dewalque-Lüttich, Prof. Th. Ebert-Berlin, Prof. Engelhardt-Dresden, Dr. Ewald-Berlin, Prof. Theob. Fischer-Marburg, Prof. Forir-Liège, Prof. Freih. v. Fritsch-Halle, Prof. Futterer-Karlsruhe, Prof. Gerland-Straßburg, Prof. W. Gümbel-München, Prof. Haas-Kiel, Prof. Hauchecorne-Berlin, Dr. Karrer-Wien, Prof. Kinkelin-Frankfurt, Prof. C. Klein-Berlin, Prof. Kloos-Braunschweig, Prof. Koken-Tübingen, Prof. v. Koenen-Göttingen, Prof. de Koninck-Liège, Prof. Krümmel-Marburg, Prof. Liebe-Gera, Prof. Lossen, Berlin, Prof. O. Luedcke-Halle, Dr. von der Marck-Hamm, Phil. Matheron-Marseille, Prof. Mylius-München, Prof. M. Neumayr-Wien, Dr. C. Ochsenius-Marburg, Prof. W. Pabst-Gotha, Dr. A. Plagemann-Hamburg, Bergrat Posepny-Wien, Prof. J. J. Rein-Bonn, Dr. Wilhelm Reiss-Könitz, Prof. F. Roemer-Breslau, Prof. J. Roth-Berlin, Prof. Rudolph-Straßburg, Prof. F. Sandberger-Würzburg, Prof. E. Schellwien-Königsberg, Prof. C. Schlüter-Bonn, Prof. Schrauf-Wien, Prof. A. Stelzner-Freiburg, Dr. v. Strombeck-Braunschweig, Dr. Struckmann-Hannover, Prof. J. Strüver-Rom, Prof. Teller-Wien, Prof. Tenne-Berlin, Prof. Tietze-Wien, Prof. Torell-Stockholm, Prof. Toulou-Wien, Prof. V. Uhlig-Wien, Prof. G. H. F. Ulrich-Dunedin, Prof. W. Waagen-Wien, Prof. Wahnschaffe-Berlin, Prof. E. Weiss-Berlin, Prof. v. Zepharovitch-Frag, Prof. Zirkel-Leipzig.

Von den hierüber herausgegebenen Katalogen stehen noch zur Verfügung:

Nr. 134. Geologie Deutschlands 5832 Nummern — Nr. 128. Mineralogie 4800 Nummern — Nr. 139. Mineralogie und Petrographie — Nr. 146. Dynamische Geologie 9129 Nummern — Nr. 150. Geologie der Alpen 6299 Nummern — Nr. 164. Mollusca 5212 Nummern — Nr. 166. Vertebrata recentia et fossilia 6300 Nummern — Nr. 158. Palaeontologie 2800 Nummern — Nr. 118. Das Mesozoicum 3300 Nummern — Nr. 106. Geologie Frankreichs und Spaniens 2366 Nummern — Nr. 126. Geologie Skandinaviens

Verzeichnisse geologischer Karten auf Wunsch zu Diensten
Schnelle und günstige Beschaffung aller
Neuerscheinungen des In- und Auslandes

Fortsetzung siehe dritte Umschlagseite!

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1-3.

1921.

Protokoll der Sitzung am 5. Januar 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Als Mitglieder werden in die Gesellschaft aufgenommen:

Herr Bergassessor Dr. KARL GOETZ in Simmern (Hunsrück), vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, ARLT und ZIMMERMANN II.

Herr Gewerke ALEXANDER STEINMETZ in Baden-Baden, Lange Str. 114, vorgeschlagen von den Herren NOETLING, BÄRTLING und PICARD.

Herr Geologe und Amanuens am Geol. Inst. der Universität ADOLF A. TH. METZGER in Helsingfors (Finnland), Nikolaigata 5, vorgeschlagen von den Herren LEPPÄ, v. BÜLOW-TRUMMER und DIENST.

Herr Dr. FRANZ XAVER SCHNITTMANN, Kooperator in Hirschau (Oberpfalz), vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, SCHNEIDER und DIENST.

Herr Dr. RUDOLF GIERS, Studienrat, Hamm (Westf.), Hohe Str. 80 b, vorgeschlagen von den Herren LANGEWIESCHE, POMPECKJ und SCHNEIDER.

Herr cand.-geol. HELMUTH NIETSCHE, Greifswald, vorgeschlagen von den Herren JAEKEL, KLINKHARDT und K. v. BÜLOW.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangene Literatur vor.

Herr HERM. SCHMIDT spricht „Über die Gründung eines Archivs für die Paläogeographie Deutschlands“.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren KRUSCH, WOLFF, BÄRTLING und POMPECKJ.

Herr E. WERTH spricht „Über die Rassezugehörigkeit des Ehringsdorfer Diluvialmenschen und die Umgrenzung des Neandertaltypus“.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren KEILHACK, JAEKEL und der Vortragende.

Herr O. JAEKEL berichtet „Über eine altchinesische Darstellung eines neandertaloiden Menschen“.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren WOLFF, WERTH und der Vortragende.

V.

W.

O.

SCHNEIDER.

BÄRTLING.

POMPECKJ.

Protokoll der Sitzung am 2. Februar 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und legt die der Gesellschaft als Geschenk zugegangenen Druckschriften vor.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Privatdozent Dr. W. OERTEL, Clausthal, Kronenplatz 60, vorgeschlagen von den Herren BODE, BAUMGÄRTEL und WILSER.

Herr Bergassessor und Bergwerksdirektor ALFRED DRISSEN, Marienberg (Westerwald), vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr Privatdozent Prof. Dr. HANS MOHR, Graz (Steiermark), vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, PICARD und DIENST.

Herr Dipl.-Ing., Direktor der Montanges. m. b. H. ERNST HENNEMANN in Berlin-Charlottenburg, Uhlandstr. Nr. 192.

Herr Bergingenieur HERMANN HENNEMANN in Georgsmarienhütte bei Osnabrück.

Beide vorgeschlagen durch die Herren ERICH HAARMANN, W. E. SCHMIDT und HAACK.

Herr stud. geol. LEO PICARD in Konstanz (Baden), Bahnhofstr. 12, vorgeschlagen von den Herren E. HAARMANN, W. E. SCHMIDT und HAACK.

Herr cand. geol. HEINRICH HUBACH, in Berlin-Wilmersdorf, Trautenaustraße 20, vorgeschlagen von den Herren E. HAARMANN, STIELER und EBERT.

Herr Privatdozent Dr. R. KRÄUSEL, Frankfurt a. M., Hohenzollernplatz 24, vorgeschlagen von den Herren HÖRICH, POTONIÉ und GOTHAN.

Herr Chemiker Dr. ARTHUR BÖHM in Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren H. SCHROEDER, FLIEGEL und GANS.

Darauf gibt Herr HAARMANN einen kurzen Bericht „Über einen Erklärungsversuch der Gebirgsbildung“.

Zu dem Vortrag sprechen die Herren MESTWERDT, WEISSERMEL, BECK, KRAUSE, GRUPE, KRUSCH, POMPECKJ, und der Vortragende.

Herr ZIMMERMANN I spricht „Über Stöcke und Gänge von Porphyry im Waldenburger und Boberkatzbach-Gebirge Niederschlesiens“.

An der Aussprache beteiligen sich die Herren KRUSCH, SCHEIBE, NAUMANN, POMPECKJ, FINCKH und der Vortragende

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

V. W. O.

SCHNEIDER. BÄRTLING. POMPECKJ.

Protokoll der Sitzung am 2. März 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht zunächst Mitteilung von dem Ableben des Mitgliedes Herrn Markscheider MAX KÜNTZEL in Goldberg (Schlesien). Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von den Sitzen.

Als Mitglieder der Gesellschaft werden aufgenommen.

Herr Berginspektor Dipl.-Ing. GERKE, Kons. Fuchsgrube zu Neuweißstein (Schlesien), vorgeschlagen von den Herren HELLMICH, SCHMALENBACH und DIENST.

Herr Chemiker Dr. HEYKES in Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren SCHLOSS-MACHER, DIENST und WEGNER.

Herr Bergassessor a. D. THEODOR KIE in Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 37, vorgeschlagen von den Herren DIENST, MICHAEL und EMIL LEHMANN.

Herr FERDINAND SEITHE in Bonn, Mozartstr. 56, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, PICARD und DIENST.

Herr Dr. J. KRATZERT, Assistent am Mineral-Petrogr. Institut der Universität Heidelberg, vorgeschlagen von den Herren SALOMON, WÜLFING und RATZEL.

Herr Dr. HERMANN MICHEL, Beamter am Naturhistor. Staatsmuseum in Wien I, Burgring 7, vorgeschlagen von den Herren HIBSCH, TRAUTH und POMPECKJ.

Sodann widmet der Vorsitzende dem in den Ruhestand tretenden und Berlin verlassenden Mitglieder Herrn A. JENTZSCH herzliche Worte des Abschiedes.

Die als Geschenk eingegangenen Druckschriften werden vorgelegt und besprochen.

Herr WOLFF bittet im Anschluß an einen vorliegenden Fall den Vorstand, im Interesse des wissenschaftlichen Inhaltes unserer Zeitschrift allzu ausgedehnte Polemiken, die die Sache nicht fördern, vom Druck zurückzuweisen.

Herr G. FLIEGEL spricht

„Über Landschaftsformen in Kleinasien“.

In Gebieten eines Trockenklimas gibt es kaum einen reizvolleren Gegenstand der wissenschaftlichen Betrachtung und des Studiums als die Formen der Landschaft; denn nirgends treten sie unverhüllt hervor als im Herrschaftsbereich eines Klimas, das eine einigermaßen geschlossene Pflanzendecke nicht aufkommen läßt. Was ich aus meinen türkischen Reisen heut in Bildern vorführen¹⁾ und in Worten erläutern möchte, sind jene Formen der anatolischen

¹⁾ Verfasser hofft die Bilder später in seinen in Aussicht gestellten „Geologischen Forschungen in Kleinasien“ wiedergeben zu können. Dort wird es auch erst möglich sein, die hier zur Sprache gebrachten verwickelten Probleme erschöpfend und unter Vorbringung hinreichender Einzelheiten, was Beobachtung und Begründung betrifft, zu behandeln.

Landschaft, die dem ganzen inneren Hochlande seinen morphologischen Charakter und seinen geologischen Inhalt geben; es sind die mehr oder minder weiten Ebenen, die, eingesenkt zwischen hoch aufragende Ketten und Gebirgsmassen, bewirken, daß ganz Anatolien ein Hochland ist, aber ein Hochland von eigener Form; denn es ist durch die genannten Gebirge so zerteilt, daß dem Reisenden nicht sowohl das Hochland zum Bewußtsein kommt, sondern immer wieder der Eindruck der Beckenlandschaft, denn die ebenen Landesteile sind allenthalben von hoch aufragenden Gebirgen umrahmt und erscheinen daher zwischen ihnen eingesenkt.

Wer wie ich durch alle Teile des weiten anatolischen Landes gekommen ist, dem treten sehr bald zwei Typen dieser Becken entgegen, solche, in denen kaum etwas anderes zu sehen ist, als ein ebener, rings von Gebirgsketten oder auch von vulkanischen Massiven überhöhter Beckenboden; nach den Rändern zu ein bescheidenes gleichmäßiges, oder auch ein gestaffeltes Ansteigen; der Boden oft verkrustet und insonderheit eingenommen von einer Kalkausscheidung, die ich in meinen Tagebüchern als die jüngste, oberflächenbildende Schicht gern als „Steppenalk“ bezeichnet habe, in tieferen Teilen mitunter reiche Salzausblühungen, dazu weit ausgedehnte Salzsümpfe, die etwa vom Juni ab völlig eintrocknen, aber doch nur auf wenigen, dem Einheimischen bekannten Pfaden gangbar sind; wie ich das im Sultan Sazy und im Sazlyk am Fuße des Erdjias kennen gelernt habe; endlich auch echte Salzseen, deren bekanntester, weil größter, der Tuz Tschölü in der Lykäischen Senke ist, der ebenfalls trotz seiner Größe der Austrocknung im Spätsommer verfällt und dann sein Salz dem Menschen hergeben muß, denn es wird von der türkischen Salinenverwaltung durch Pflügen gewonnen.

Dieser Form steht der zweite Beckentypus gegenüber: Die Beckensohle ist durch Flüsse nicht nur angeschnitten und so bis zu oft großer Tiefe herab in ihrem Gesteinsaufbau freigelegt, sondern es hat zugleich über ein solches lineares Aufschneiden der Beckensohle hinaus eine oft erstaunlich breite und flächenhafte Ausräumung von nicht minder überraschender Tiefe stattgefunden, so daß die Ränder von geeignetem Standpunkt aus betrachtet, in wunderbarer Weise terrassiert erscheinen oder dem Reisenden auf seinem Wege quer durch solch ein Becken mit ihren ebenen Flächen und plötzlichen Höhenunterschieden bewußt werden. Nirgends ist mir die Tiefe der Ausräumung fühlbarer ge-

worden, als im westlichen Anatolien in den tief in die völlig ebene Beckenlandschaft eingeschnittenen Tälern der Banas Ova südlich von Uschak, also südlich der Bahn Smyrna—Afiun Karahissar, wo das Durchqueren des Mäandertales eben wegen seiner Tiefe, trotz gangbarer Wege mehrere Stunden beanspruchte. Und nirgends ist mir die Weiträumigkeit der Terrassierung stärker ins Auge gefallen, als bei einem zufällig mehrmaligen Ritt durch die Sulu Ova südlich von Merzivun im östlichen Anatolien (der Zufall war das südlich der Ova — so heißen diese Becken — gelegene „Aleman Tschiflik“, das deutsche Gut der Gebrüder ZIMMER, das für den einsamen Reisenden ein nur zu gern aufgesuchtes Stück deutscher Heimat war).

Beide Beckentypen sind natürlich in ihrer Anlage dasselbe, sie befinden sich aber in einem verschiedenen Stadium der Vollen-
d u n g. Beide sind erfüllt von im allgemeinen völlig ebenen, jugendlichen, d. h. überwiegend tertiären Ablagerungen. Während aber jene in diesem Zustande der Ausfüllung geblieben sind, sind diese in der nachfolgenden Zeit bis hin zur Gegenwart der Ausräumung durch fließendes Wasser verfallen. Jenes sind die zentralen, dieses die peripheren Becken, diese entwässern hin nach dem Meere, jene sind bis heute abflußlos geblieben. Kein Zweifel kann sein, daß trotz der Geringfügigkeit der sommerlichen Niederschläge im inneren Hochlande die Erosion rückwärts fortschreitet, und daß im Kampf um die Wasserscheiden die zentralen, abflußlosen Gebiete langsam fortschreitend in periphere, nach dem Meere entwässernde Gebiete umgewandelt werden. So ist, um nur ein Beispiel anzuführen, die schmale, 70 km lange, überaus charakteristische Salzpflanne von Kaisari, die in ihrem tiefsten Teil von dem vorhin genannten Sazlyk eingenommen ist, vom Kyzyl Yrmak nur noch 12 km entfernt und ihre Abzapfung und Drainierung durch den Kara Su, einen kleinen Zufluß des Kyzyl Yrmak, steht sozusagen unmittelbar bevor. Andererseits aber ist die riesig ausgedehnte Lykionische Senke, die einen wesentlichen Teil des inneren Hochlandes überhaupt ausmacht, und die in sich durch Gebirgsketten mannigfach gekammert ist, von jeder Anzapfung noch weit entfernt, so nahe auch an ihrem Südostrande der Tschakit, der die Hauptkette des Taurus bereits durchsägt

hat, dem Teilbecken des Ak Göl (bei Eregli an der Bagdadbahn) mit seinem Talanfang bereits gerückt ist. Die Anzapfung des Beckens liegt deshalb noch so fern, weil der Talboden bei Ulukyschla, wo die Bagdadbahn in den Taurus eintritt, noch etwa 500 m über der Ebene des Beckens liegt.

Die große Bedeutung dieser Becken für das Landschaftsbild Kleinasiens ist in zwei Umständen begründet, einmal in ihrer, wie schon gesagt, erstaunlich weiten Ausdehnung: TSCHIHATSCHEFF schätzt ihre Fläche auf ein Drittel des ganzen Landes; denn zur Lykäischen Senke treten ungezählte größere und kleinere Becken aller Dimensionen und aller Formen in allen Teilen des Landes vom äußersten Osten, dem Armenischen Hochlande bis zur Ägäischen Küste im W. hinzu, und sie finden sich ebensowohl dem Taurus im S zwischengeschaltet wie als langgestreckte Begleiter des Pontischen Küstengebirges im N.

Zum anderen herrscht in ihnen die horizontale Linie als bezeichnendes Element der Landschaft. Horizontal sind die Böden der nicht in Ausräumung begriffenen Becken, nicht minder die höheren Staffeln an ihren Bändern, horizontale Linien herrschen aber vor allem in den randlichen, der Ausräumung unterliegenden Becken herab bis zu der Tiefe, wo etwa altes Gebirge im Untergrunde durch die Erosion des Flusses entblößt ist. Daß dem so ist, ist nicht einfach nur die Wirkung der schwebend gelagerten Schichten an sich, sondern zugleich Folge des Klimas insofern, als Wald im Landesinneren so gut wie völlig fehlt, und die Verwitterung rein mechanisch auf Gesteinszerfall hinarbeitet. Nirgends an den der Zerstörung unterliegenden Hängen der wagerechten Tafeln bildet sich eine auf chemischer, bindige Böden schaffender Verwitterung beruhende Krume. Das Gestein, zu einem erheblichen Teile an sich schon aus schüttigen Bildungen bestehend, zerfällt unter der ständigen Wechselwirkung strahlender Sonnenglut und eiskalter Nächte, und die Hänge werden in raschem Zeitmaß rückwärts verlegt. Der Wind leistet hierbei keine irgendwie ins Auge fallende Arbeit. So ständig er im ganzen Hochlande als erfrischende Nordbrise vom Schwarzen Meere her weht, so gering ist seine wehende Kraft; vor allem aber sah ich überall dort, wo Zeugenberge aus der zusammenhängenden Tafel losgelöst erschienen — am schönsten in der Gegend von Ürgüb —, die sie trennenden Senken zu den Flüssen herabführen. Zweifellos fällt dem Wasser bei der Fortführung der Verwitterungsprodukte die wesentliche

Rolle zu. In wirklich abflußlosen Gebieten habe ich Zeugenberge und damit eine abtragende Flächenwirkung des Windes nicht gesehen.

Die demnach in raschem Tempo rückwärts wandernden steilen und kahlen Hänge lassen überall ihre wagerechte Schichtung prächtig, selbst auf große Entfernungen erkennen, und so scharf und tief Racheln und tiefe Regenschluchten eingeschnitten sind, und sich der abgespülte Schutt am Fuße der Wände in seitlich zusammenfließenden Schuttkegeln anböscht, so ganz treten diese Erscheinungen doch fürs Auge hinter der wagerechten Schichtung zurück, zumal wenn grobstückige Konglomerate, blendend weiße und farbenreiche Mergel aufeinander gelagert sind. Das Bild der wagerechten Tafeln und Terrassen des Beckenbodens erhält durch diese in den peripheren Becken allenthalben freigelegten Wände eine Ergänzung nach der Tiefe, und das menschliche Auge nimmt die horizontale Linie als das beherrschende im Landschaftsbilde in sich auf.

Anders an den Beckenrändern: Sehen wir von den seltenen Fällen ab, wo als äußere Begrenzung eines solchen Beckens ältere ebenfalls schwebend gelagerte Schichten auftreten, etwa ungestörtes Eocän im Norden, oder vulkanische Tuffe und Lavadecken wie am Rande der Pfanne von Kaisari, so wird die Einfassung von schräggestellten, gefalteten oder auch massigen, sehr verschiedenartigen Gesteinen gebildet. Die Denudation wirkt hier zwar mit denselben Kräften wie innerhalb der Becken, sie schafft aber zackige Kämme und langgestreckte Rücken von mehr oder minder rundlichen und halb ausgeglichenen Formen, und so heben sich die horizontalen Beckenschichten um so wirkungsvoller von dem kaum je fehlenden, unregelmäßig geformten Hintergrunde ab.

Man ist gewohnt die Beckenschichten als Neogen, also als Jungtertiär anzusprechen, und OPPENHEIM liefert neuerdings hierzu in seiner großen Arbeit über „Das Neogen in Kleinasien“²⁾ wertvolle Beiträge. Störend schiebt sich in den Gleichklang dieser Auffassung nur die nach anscheinend ebenso allgemeiner Überzeugung obermiocäne Gips- und Salzformation ein, störend deshalb, weil sie nach meinen Beobachtungen an zahlreichen, über das ganze Land fast verteilten

²⁾ P. OPPENHEIM, „Das Neogen in Kleinasien“. Diese Zeitschr. 70. 1918. A, S. 1.

Beobachtungen nicht von schwebend, wie das Neogen, sondern von gestörten und vielfach steil gestellten Schichten gebildet ist. Und auch Philippson, für den das aus mehr östlichen, außeranatolischen Verhältnissen hergeleitete obermiocäne Alter dieser Gipsformation feststeht, berichtet³⁾: „Überall im N und O Kleinasiens finden wir die obermiocäne Gipsformation mehr oder weniger steil aufgerichtet“. Die Lösung des Widerspruches gegenüber dem ungestörten Neogen liegt nicht in der angenommenen posthunen Faltung, sondern darin, daß die Gipsformation — unbeschadet der Wahrscheinlichkeit, daß örtlich auch jüngerer Gips vorkommt — älter ist. Ich habe auf meinen Reisen eine Fülle von Beobachtungen gesammelt, denen zufolge ich das höhere, alttertiäre Alter der Gips- und Salzformation als ein gesichertes Forschungsergebnis betrachten muß. Nur würde es hier zu weit führen darauf des näheren einzugehen. Und dieses höhere Alter schließt sich auch um vieles besser an den Werdegang Anatoliens an, wie wir ihn uns vorzustellen haben:

Zur Eocänzeit war ungefähr das ganze Land vom Meere bedeckt; Nummulitenkalk und Flysch, auch dieser vielfach Nummuliten führend, ist in fast allen Teilen des Landes verbreitet. Von beschränkten Gebieten des Nordens abgesehen ist er gefaltet, und insonderheit weise ich darauf hin, daß er auch im Taurus, wenn auch in bescheidener Verbreitung, aber verfaltet in den vorherrschenden Kreideschichten auftritt (z. B. habe ich ihn bei Ulukyschla an der Bagdadbahn gefunden). Die Auffaltung des Taurus ist, wie auch von anderen Seiten schon betont ist, nacheocän. Andererseits ist die Kreide des Taurus an manchen Stellen des Westens, aber besonders sichtbar am Nordwestrande der Cilicischen Ebene, von schwebend gelagertem, also ungefalteten Obermiocän überdeckt: Am Rande der Tschakitschlucht wird die prächtig gefaltete Kreide ungleichförmig von marinem Miocän überlagert. Daß die Deutung dieser Lagerungsverhältnisse durch F. FRECH⁴⁾ unhaltbar ist, ist aus

³⁾ A. PHILIPPSON, „Kleinasien“, Handbuch der regionalen Geologie. 1918, S. 142.

⁴⁾ F. FRECH, „Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn“. Diese Zeitschr. 68. 1916. A., S. 30, 31. Die hier gebrachten Skizzen zeigen die Lagerungsform von Kreide und Tertiär am Rande der Tschakitschlucht an sich durchaus richtig.

paläontologischen Erwägungen bereits von anderer Seite⁵⁾ nachgewiesen; es geht aber neben den von mir vorgeführten Bildern des Herrn W. WOLFF ganz besonders aus dem Basiskonglomerat hervor, das nach mündlicher Mitteilung des Herrn Dr. AHRENS, des Geologen der Bagdadbahn, dessen ausgezeichneten Führung ich mich dort erfreuen durfte, das Miocän einleitet. Und F. X. SCHAFFER⁶⁾ hat nachgewiesen, daß dieselben Schichten, wie ich nochmals betone, in ungefähr schwebender Lagerung auf den Höhen des Taurus noch in 2600 m Meereshöhe auftreten.

Die Aufwölbung des Südens und des Landesinneren, die Taurusfaltung fällt also ins späte Eocän und ins Oligocän. Im Pontischen Küstengebirge herrscht in dieser Zeit anscheinend Ruhe; denn da fehlt die Faltung des Eocäns großenteils.

Zur Miocänzeit sinkt das Gebirge bereits wieder ins Meeresniveau herab; denn das obermiocäne Meer transgrediert, wenigstens an den Rändern, über das Gebirge der Alttertiärzeit. Was ist unter solchen Umständen wohl näherliegend, als mit der Verdrängung des Meeres im Ausgang der Eocän- und in der Oligocänzeit die Abschnürung erheblicher Meeresteile in Beziehung zu bringen?! Damals entstand die Gipsformation mit ihren mächtigen und ausgedehnten Steinsalzlagerungen. Eben gebildet sind sie von der Gebirgsfaltung noch mitergriffen worden und sind daher aufgerichtet und steilgestellt im Gegensatz zu den wesentlich jüngeren ungestörten Beckenschichten des Neogens.

Aber eine zweite Kenntnis noch wird uns durch diese Betrachtung über die Auffaltung des Taurus vermittelt, die Tatsache nämlich, daß er als Gebirge zu Höhen von 2000 und 3000 m nur deshalb aufragt, weil das Land unabhängig von der alttertiären Faltung in junger Zeit zu diesen gewaltigen Höhen gehoben worden ist. Es liegen ganz die gleichen Verhältnisse vor, wie wir sie z. B. bei uns im Harz oder im Rheinischen Schiefergebirge beobachten. In der Tertiärzeit war das alte varistische Gebirge ganz oder fast ganz eingeebnet, es war ein flacher Schild. Wenn der Harz heute trotzdem als Gebirge angesprochen wird, wenn sein Fuß von

⁵⁾ P. OPPENHEIM, „Gehören die *Clypeaster* führenden Schichten des Taurus wirklich der Kreide an?“ Diese Zeitschr. 68. 1916. A., S. 425.

⁶⁾ F. X. SCHAFFER, „Cilicia“. PETERMANN'S Mitteilungen, Erg. Heft 141. Gotha 1903, S. 47.

mächtigen Anhäufungen quartärer „Herzynschotter“ begleitet ist, wenn der Rhein sich in einem mehrere hundert Meter tiefen Engtal durchs Schiefergebirge durchgesägt hat, so ist alles das hervorgerufen durch eine jugendliche, quartäre, wohl auch heute noch nicht vollendete Heraushebung. In Anatolien ist der Gedanke naheliegend, mit der Hebung die jugendliche, heute noch weiter fortschreitende Ausräumung der Neogenbecken in ursächliche, in den Einzelheiten später zu erörternde Beziehung zu bringen. —

Zuvor aber müssen wir die Ausfüllung dieser Becken in ihrer Entstehung betrachten, was freilich im Rahmen eines kurzen Vortrages nur in den Grundzügen, nicht in den Einzelheiten möglich ist: Eines steht trotz der Schwierigkeiten des ganzen verwickelten Problems fest; wenn auch der Boden, auf dem die Neogenschichten abgelagert wurden, Unebenheiten gehabt hat, wenn auch Höhenunterschiede von manchmal hundert von Metern dagewesen sein werden, wenn die Bildung der Sedimente vielleicht in einer formenreichen Küstenlandschaft geschah, wie es PHILIPPSON⁷⁾ so anschaulich schildert, — die Neogenschichten in ihrer großen Masse sind nicht beschränkt gewesen auf die heutigen Becken. Die Mergel und Tone sowohl als auch die Konglomerate, die süßen wie die Brackwasserschichten sind über den größten Teil des Landes ausgebreitet worden, wobei auf so hochgelegene Schotter, wie sie BERG⁸⁾ am Wege von Siwas nach Malatia, also nahe der Wasserscheide zwischen Kyzyl Yrmak und Euphrat gesehen hat, besonders hingewiesen sei. Gern nehme ich den Ausdruck BERGS, „Das Land erstickte in seinem Schutt“, auf und füge hinzu, wie es PHILIPPSON schildert, „Die Neogenschichten lagern sich als eine mächtige Decke über das abgetragene Faltengebirge, das nur in verhältnismäßig niedrigen und wenig ausgedehnten Höhenzügen darüber aufgeragt haben kann“. Ich glaube das näher dahin definieren zu sollen: Als in der Miocänzeit der zuvor aufgefaltete Süden und das Landesinnere großenteils ins Niveau des Meeres zurücksanken, so daß dieses in der II. Mediterranzeit von den randlichen Teilen Besitz ergriff, wurde ungefähr das ganze, jetzt wieder

7) A. PHILIPPSON, „Kleinasien“. A. a. O., S. 16—19, 141 bis 143, 150 bis 152 und in den „Teilgebieten“ mit zahlreichen Einzelbeobachtungen.

8) G. BERG, „Geologische Beobachtungen in Kleinasien“. Diese Zeitschr. 62. 1910, A., S. 513.

flachgewordene Land von Süß- und Brackwasserabsätzen überdeckt. Frei davon blieben nur die das Land vom offenen Meere scheidenden Barren und die Inseln, also verhältnismäßig kleine und schmale höher sich erhebende Zonen. Westen und Osten unterscheiden sich dabei, wie ich gegenüber PHILIPPSON⁹⁾ bemerke, wohl kaum. Wenn trotzdem das Neogen heut im wesentlichen auf engere Räume, nämlich auf die als Ova bezeichneten Becken beschränkt ist, so ist das das Werk der Folgezeit und daher gesondert zu betrachten:

Der Taurus hat sich seit der Miocänzeit in einzelnen Teilen um weit über 2000 m gehoben. Machen wir die sicher nicht zu kühne Annahme, daß die Neogenschotter, wie sie heut z. B. die Lykaonische Senke einnehmen, zwar mehr oder minder abgeschlossen vom Meere, aber doch ungefähr im Meeresniveau gebildet sind, so liegen die heutigen Beckengebiete vielfach (keineswegs ist der Betrag immer so hoch) an die 1000 m höher als damals. Fassen wir nur dieses Endergebnis ins Auge, so ist das ganze Anatolien gegen 1000 m gehoben worden, ausgedehnte Teile, nämlich die heut zwischen den Becken aufragenden, sie trennenden Gebirge aber sehr viel mehr, um das doppelte und darüber. Auf diese verschiedene Hebung benachbarter Gebiete ist es zurückzuführen, wenn die Neogensichten heut auf die Becken beschränkt sind. Sie sind in den höher aufragenden Landesteilen der Denudation zum Opfer gefallen, in den tieferen Teilen erhalten geblieben, ja es sind hier vielfach noch jüngere Schotter und Schuttbildungen über dem Neogen aufgeschüttet worden.

Wie man sich diesen Vorgang denken will, hängt von den Vorstellungen ab, die der einzelne sich von den tektonischen Bewegungen überhaupt und ihren Ursachen macht. Ich meinerseits sehe keinen rechten Grund anzunehmen, daß der verschiedene Betrag der Hebung in zwei, auch zeitlich getrennten Phasen der Hebung und der teilweisen Senkung erzielt sein sollte. Ich möchte vielmehr meinen, daß das ganze, große Ägäisland von der Pliocänzeit ab, beginnend mit dem Rückzug des Meeres der II. Mediterranstufe, besonders aber im älteren Quartär, zu der heutigen Höhe als ein Mosaik von Schollen sich gehoben hat, wobei die zahlreichen und vielgestaltigen

⁹⁾ A. a. O., S. 17.

„Einbrüche“ der Ova die in der Hebung zurückgebliebenen Teile sind.

Dann aber kommt eine dritte und jüngste, heut noch nicht vollendete Phase: Es erfolgten im S, W und N ausgedehnte und außerordentlich tiefe, in ihrem Betrage und in der weiten räumlichen Ausdehnung der davon betroffenen Schollen mit den Ova gar nicht zu vergleichende Einbrüche des Meeres, die das Ägäisfestland in die heutige Anatolische Halbinsel umformten. Sie brachten das Meer erst an das heutige Kleinasien heran, und bedeuten eine ganz gewaltige Tieferlegung der Erosionsbasis: Der Lauf der Flüsse wurde um hunderte von Kilometern verkürzt, das Gefälle belebt, und so setzt die oben geschilderte Ausräumung der in der vorangegangenen Phase auf die Becken beschränkten Neogensichten ein, die in der Gegenwart auch weiter fortwirkt.

Sehr interessant erscheint mir nun die Art, wie diese Ausräumung vor sich geht: Als die Brüche den heutigen Kontinent gegen das Meer abgegrenzt hatten, ragten im N und S hohe Randketten gen Himmel als eine vollständige, sich ja auch heut noch, wenigstens, was Klima und Verkehr betrifft, bewährende Scheide zwischen Meer und innerem Hochlande. Wie haben die Flüsse diese Barren durchschneiden können?! Ist es einfach rückwärts schreitende Erosion, die, da das Gefälle zum Meer hin um vieles stärker sein mußte, schließlich den Kamm der Ketten erreichte und so die trennende Scheide überwand? Bei Betrachtung dieses oder jenes Durchbruchtales mag man diesen Eindruck haben, wie ihn FRECH¹⁰⁾ z. B. von der Tschakitschlucht im Taurus beschrieben hat. Bildet man sich aber seine Ansicht nicht nach einem Einzelfalle, an den man zufällig herangekommen ist, sondern baut man sein Urteil auf dem ganzen Komplex der sichtbaren Tatsachen auf, so kommt man zu einer ganz anderen Meinung: Als ich im Pontischen Küstengebirge reiste, sah ich immer wieder die Flüsse aus den Längstälern des Kalkgebirges gänzlich unmotiviert abbiegen und die vorgelagerte Küstenkette in einer außerordentlich engwandigen Klamm von hunderien von Metern Tiefe durchschneiden. Im Taurus sah ich das gleiche im nördlichen Abschnitt der Tekirsenke, nördlich von Bozanti. Hier verläßt der Korkün Su, nachdem er, von N kommend,

¹⁰⁾ A. a. O., S. 91, 92.

mehr als 40 km in den jugendlichen, wenig widerstandsfähigen Schichten des schmalen Grabeneinbruches dahingeflossen ist, plötzlich und ganz unbegründet dieses natürliche Tal und hat sich in einem, viele hunderte von Metern tiefen Engtal, von dem ich vermute, daß es an Großartigkeit der Landschaft gewiß nicht hinter der Tschakitschlucht zurückstehen wird, durch die gewaltige Kette des Ala Dag hindurchgesägt. Solche Erscheinungen, für die ich ungezählte Beispiele beibringen könnte, sind nur zu erklären als epigenetische Talbildung. Die Flüsse sind schon in früherer Zeit, als das Gebirge noch von jüngeren Schichten überdeckt war — und das war beim Beginn der Landhebung in nachmiocäner Zeit der Fall — dort geflossen, wo wir sie heute sehen. Sie haben sich durch die Decke jüngerer Schichten, die im übrigen mit dem allmählichen Ansteigen des Landes abgetragen wurde, in die unterlagernde Kreide eingeschnitten und sich schließlich, immer die alte Richtung beibehaltend, die gewaltige Klamme von der Art der großen Tschakitschlucht geschaffen. —

So denke ich mir die tektonischen Vorgänge, und ich überlasse es dem Leser, ob er der um vieles mehr ins einzelne gehenden, verwickelten Auffassung von PENCK¹¹⁾ den Vorzug geben will. Eines aber muß noch erörtert werden, das ist die Frage, ob diese Krustenbewegungen, wie sie sich vom Pliocän ab bis zur Gegenwart abgespielt haben, als orogenetische oder als epirogenetische Vorgänge zu bewerten sind:

Die geschilderte Landhebung, die „Großfaltung“ in dem von PENCK gebrauchten Sinne, soll ein echter orogenetischer Vorgang sein, wobei die Ova Synklinalgebilde des ostwestlich gerichteten Großfaltenbaues sind. STILLE dagegen spricht die Hebung als einen epirogenetischen Vorgang an. Und tatsächlich hat das etwas verlockendes. So gut wie man das oben bereits gestreifte Ansteigen des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges, weil es eine breitwellige und in unendlicher Langsamkeit sich vollziehende Bewegung ist, geneigt sein wird als epirogenetisch aufzufassen, so naheliegend ist es, das Ansteigen des Ägäischen Landes in nachmiocäner Zeit in gleicher Weise zu deuten. Was aber fangen wir dabei mit den Ova-Senken an?! Nehmen wir selbst an, daß der Hebung des Landes die Einsenkung der

¹¹⁾ W. PENCK, „Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens“. Stuttgart 1918.

Ova nachgefolgt sei, so ist dieses Sinken der Ova, da sie sich über das ganze Land verteilen, ebensogut wie das Ansteigen des gesamten Landes ein regionaler Vorgang. STILLE¹²⁾ prägt nun für solch schmale Einsenkungen, die zu dem epirogenetischen Merkmal der Weitspannigkeit nicht recht passen, das Wort von der „abwärtigen Spezialundation“. Anders als grabenartig eingesenkt vermag ich sie mir trotzdem nicht vorzustellen¹³⁾. Wenn nun die Bruchlosigkeit ein wesentliches Merkmal der Epirogenese ist, so wäre die Ovabildung als ein orogenetischer, episodischer Vorgang anzusprechen im Gegensatz zu dem eben vorangegangenen epirogenetischen Ansteigen des Ägäischen Landes.

Diese Trennung der beiden Vorgänge voneinander, was Wesen und zeitliche Dauer, nicht aber ihre Ursache betrifft, vermag ich nicht als berechtigt anzuerkennen. Für sie ist vollends kein Raum, wenn man mit mir in den Ova die in der Hebung zurückgebliebenen Schollen sieht. Diese Zweifel drücken sich im Grunde genommen auch bereits in dem von STILLE gerade für die anatolischen Verhältnisse neu geprägten Ausdruck der „Synorogenese“ aus. Und so komme ich zu dem Ergebnis, daß sich die Begriffe der Orogenese und der Epirogenese in Kleinasien nicht in dem erwünschten Maße fruchtbar gestalten lassen.

Herr OPPENHEIM bemerkt, daß die Beweise für die sehr jugendliche Herausbildung der Beckenlandschaften Kleinasiens und ihre teilweise Begrenzung durch Verwerfungen gegen das ältere Gebirge durch PHILIPPSON in seinen grundlegenden Untersuchungen bereits erbracht worden sind. Im übrigen scheint die geologische Geschichte Kleinasiens und zumal die Entstehung dieser von G. BERG¹⁾ 1910 als Ova bezeichneten Ebenen noch verwickelter, als man nach den Darlegungen des Vortragenden annehmen sollte. An Faltungen sind in Kleinasien zu unterscheiden:

¹²⁾ H. STILLE, „Die Begriffe Orogenese und Epirogenese“. Diese Zeitschr. 71. 1920. A., S. 164.

¹³⁾ Am Südrande der oben bereits genannten Sulu-Ova z. B. reicht das Neogen in staffelförmigen, nur aus Abbrüchen zu erklärenden Resten hoch auf die Eocän- und Kreideschichten des Beckenrandes herauf. Man vergleiche auch die zahlreichen, entschieden für Grabeneinbrüche sprechenden Einzelbeobachtungen von PHILIPPSON über Störungen der sonst horizontalen Schichten des Neogens an den Rändern der Ova.

¹⁾ Diese Zeitschr. 62. S. 512 ff.

1. eine ältere, wohl jung paläozoische, auf welche die älteren Kerne (Lydisch-Karische Masse usw. im Sinne PHILIPPSONS) zurückzuführen sind, und der vielleicht eine noch ältere Bewegung innerhalb des Paläozoikums vorausgegangen sein kann,

2. eine jung-eocäne, welche aber nicht in allen Gebieten gleichmäßig wirkte und im O (Halys-Bogen), wo das Eocän teilweise noch eben liegt, ausgeklungen haben muß,

3. eine oligocäne, die vielleicht teilweise mit der zweiten Phase zusammenfällt. Jedenfalls besitzen wir in dem Areal von einzelnen bisher noch sehr zerstreuten Punkten Kenntnis von unteroligocänen Meeresbildungen, welche aufgerichtet und gefaltet sind; so auf Rhodus²⁾ im W, so bei Siwas³⁾ im O. Diese oligocäne Faltung hat dann jedenfalls zu einem mehr oder weniger gegliederten Relief am Ausgang des Oligocäns geführt, auf welches die an verschiedenen Punkten zumal im S vorhandenen Süßwasserbildungen mit den Resten der Sotzka-Flora schließen lassen. Sie dürfte auch die Ursache sein für die gebirgigen Inselketten, welche PHILIPPSON mit Recht für das Neogen annimmt, und deren Abtragungsgebilde in den mächtigen Konglomeraten des Neogens uns erhalten sind.

4. Auch das ältere Neogen ist nach den Daten PHILIPPSONS⁴⁾ an einzelnen Punkten gefaltet und diese Angaben erscheinen deshalb um so wahrscheinlicher, als wir ganz analoge Erscheinungen in dem in seiner geologischen Geschichte so ähnlichen Griechenland wahrnehmen können. Hier ist das ältere Neogen bis zum Sarmatikum herauf gefaltet und aufgerichtet, und GAUDRY⁵⁾ hat mit geradezu intuitivem Scharfsinn die Neogenbildungen Attikas in ihrem Alter danach unterschieden, ob sie aufgerichtet sind oder noch horizontal liegen. Bemerkenswert ist, daß die stratigraphisch unmittelbar folgende Pikermifformation diskordant und horizontal auf den Schichtenköpfen der sarmatischen Stufe liegt, als Zeichen einer zwischen beiden liegenden Gebirgsbildung, deren Spuren wir an anderer

²⁾ v. BUKOWSKI im Jahrb. K. K. geol. Reichsanst. 48, 1898, S. 584 ff.

³⁾ Vgl. meine Bemerkungen in dieser Zeitschr., 69. Monatsber. S. 87.

⁴⁾ Kleinasien, Handbuch der regionalen Geologie. V, 2. 1918. S. 142.

⁵⁾ Animaux fossiles et Géologie de l'Attique. Paris 1862—7.

Stelle, z. B. im Rhônetal (Mont Lébéron) nicht wahrnehmen, während die Verhältnisse im Mainzer Becken (Eppelsheim) vielleicht ähnlich gedeutet werden könnten. Eine genaue Scheidung des jüngeren und älteren Neogens war im Bereiche Kleinasiens bisher nur in den seltensten Fällen möglich. Immerhin dürfte auch hier in vielen Fällen der von GAUDRY seinerzeit für Attika angewendete Gesichtspunkt Geltung haben. Sehr auffällig ist es nun, daß wir auf Samos die gleichen Verhältnisse haben wie in Attika, daß auch hier eine scharfe und sehr ausgeprägte, übrigens schon 1847 von SPREATT⁶⁾ betonte Diskordanz durch das Neogen geht, und daß die horizontale Pikermiformation auf den Schichtenköpfen sarmatischer Kalke liegt, wie auch auf Euböa ganz analoge Verhältnisse vorzuliegen scheinen. Bemerkenswert ist, daß dabei in Samos die Landschneckenfauna in beiden Fällen annähernd die gleiche zu sein scheint, daß es jedenfalls durchgehende⁷⁾ Arten gibt, so daß schon aus diesem Gesichtspunkt auf eine verhältnismäßig kurze Dauer der Gebirgsbildung geschlossen werden kann. Daß man hinsichtlich der sonst ganz rätselhaften Entstehung der Pikermischichten vielleicht an derartige stürmisch einsetzende, geradezu katastrophale Vorgänge denken kann, wurde bereits vor Jahren von mir gelegentlich betont⁸⁾.

Die vertikal wirkenden Erhebungen und damit verbundenen Senkungen, welche die letzte Phase der Gebirgsbildungen in Kleinasien ausmachen, und auf welche im wesentlichen das heutige Relief der Landschaft zurückzuführen ist, scheinen schon im Neogen eingesetzt zu haben. PHILIPPSON führt auf derartige fortdauernde Senkungen die große Mächtigkeit der Neogenschichten zurück, und sie dürften auch wahrscheinlich die Ursache sein für die anscheinend in verschiedenen Perioden sich einstellende Bildung überaus mächtiger Konglomerate, welche besonders während der pontischen Periode der Sedimentation ein eigenartiges

⁶⁾ Quat. journ. Geol. Soc. of London, III., S. 65—7.

⁷⁾ Z. B. *Helix Barbeyana* DE STEF. Vgl. darüber wie über die ganze Frage meine Darlegungen in dieser Zeitschr., 70. 1918, S. 13.

⁸⁾ Dies. Zeitsch. 58. 1906, S. 118. — Für eine „verhältnismäßig rasche“ Hebung der Tmolos-Insel unter „gleichzeitiger Einsenkung der Umgebung“ spricht sich übrigens gelegentlich auch PHILIPPSON aus, um die mächtigen, an eine gewaltige Grundmoräne erinnernden Konglomerate dadurch zu erklären. Vgl. Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. IV., S. 51.

Bild verleiht und hier im ägäischen Gebiet an den verschiedensten Punkten nachgewiesen wurde, so besonders im Peloponnes, auf Rhodus und in Kleinasien selbst. Es ist die stetige Belebung der Erosion wohl eher auf solche kontinentalen Verhältnisse zurückzuführen, als — wie **BERG** meinte — auf starke Zusammenbrüche im Gebiete der heutigen Meere, denn das Areal des ägäischen Festlandes selbst wurde durch die Entdeckungen der letzten Jahrzehnte immer mehr eingeengt. Die hauptsächliche vertikale Erhebung des ganzen Gebietes, welcher sowohl die Gebirgskette des Taurus im S, als auch das ganze übrige Landgebiet Kleinasiens ihre verhältnismäßige Höhe über dem jetzigen Meeresniveau verdanken, fällt in eine relativ sehr junge Zeit, besonders in das Quartär. Wahrscheinlich dürfte auch die reiche Anwesenheit vulkanischer Gesteine, welche in der oberen Kreide einsetzen und bis nahezu zur Gegenwart in allen Phasen der geologischen Geschichte Kleinasiens zu verfolgen sind, auf diese beständige Unruhe des Gebiets und die Auslösung der fortdauernd vorhandenen Spannungserscheinungen zurückzuführen sein.

Hinsichtlich der Gipse schließe ich mich dem Herrn Vortragenden dahin an, daß diese durchaus nicht in allen Fällen jungtertiär sind, sondern daß, wie schon **P. DE TSCHIHATSCHEFF** meinte, noch eine ältere Gipsformation vorhanden ist, die vermutlich dem Alttertiär, vielleicht dem Oligocän angehört.

Herr **WUNSTORF** spricht „Über den Bau des Erkelenzer Steinkohlenbezirkes“.

Zum Vortrage äußern sich die Herren **BEYSLAG**, **BÄRTLING**, **POMPECKJ** und der Vortragende.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

V. W. O.

SCHNEIDER.

BÄRTLING.

POMPECKJ.

Briefliche Mitteilungen.

1. Die Stellung der Oberrheinischen Massive im tektonischen Bau Deutschlands und Mitteleuropas.

Von Herrn W. DEECKE in Freiburg i. B.

In meiner „Geologie von Baden“ habe ich am Schlusse des Kapitels über die Juraformation den Satz aufgestellt, daß in Südwestdeutschland die alten Massive während des Mesozoikums in Bewegung blieben, und in Aussicht gestellt, dies gelegentlich auf umfassenderer Basis zu begründen. Als erster Artikel erschien die Studie über die Struktur der Mittelschweiz; als zweiten lasse ich diesen folgen, der sich mit den tektonischen Bewegungen des Oberrheins und seiner westlichen, wie östlichen Nachbarschaft im Mesozoikum beschäftigen soll. Wenn ich dabei bisweilen noch weiter ausgreife, so wird dies in der Sache liegen. Die internationale geologische Karte und die Regelmannsche oder Lepsiussche Karte wird man beim Lesen zur Hand nehmen müssen.

Das erste sicher bekannte tektonische Element für Westdeutschland und seine Umgebung ist die karbonische Gebirgsbildung, die das ganze westliche und zentrale Europa erfaßte und ihrerseits in mehrere Abschnitte zerfällt. Wir unterscheiden bekanntlich einen vom französischen Zentralplateau nach der Bretagne laufenden armorikanischen, einen durch Süd- und Mitteldeutschland ziehenden varistischen Bogen und davor den vom Harz nach dem südlichen England und Irland laufenden belgisch-irischen Faltenwurf. Durch diese Teilung ist für uns die Grenze der Erörterungen gegeben, da nur von dem varistischen und dem belgischen Abschnitte hier die Rede sein soll.

Von den Alpen bis in die Eifel und das Sieger Land, von der böhmischen Silurmulde bis an die baltische Küste reicht eine Zone mit ausgesprochen NO—SW streichenden tektonischen Elementen. An ihrem Nordnordwestrande schiebt sich das belgische Silurmassiv von Brüssel ein und trennt von dem ersten einheitlich gebauten Stück den zweiten ebenfalls einheitlichen, aber W—O streichenden paläozoischen

Gebirgsteil ab, zu dem Südengland, Nordbelgien, Holland und Westfalen gehören. Im Hannoverschen scharen sich die Streichlinien beider Bögen bis zum Harz, gerade so wie der varistische und armorikanische im Zentralplateau. Der erzeugende Druck wirkte in den deutschen Abschnitten von SO her und schwenkte in den holländisch-englischen Gebieten infolge älterer widerstehender Massen in einen von Süden kommenden um, was wir bei der tertiären Alpenfaltung genau ebenso konstatieren. Infolge der im ganzen von S nach N gerichteten Kraftlinien schritt die Entwicklung der Tektonik in diesem Sinne vor; so daß die alpin-süddeutschen varistischen Elemente etwas älter sind als die mittelhheinischen und diese letzten wieder als die westfälisch-englischen. Den Beweis dafür geben in klarster Weise die marinen Schichten des Kulms durch ihre Verbreitung. Meeressedimente des Unterkarbons fehlen in den Schweizer Alpen, sind spärlich im südlichen Teil vom Schwarzwald und den Vogesen, verbreiteter in Nassau, herrschend in Belgien, unterem Rheinland und Westfalen, und es reicht am Unterrhein diese Fazies bis in das Oberkarbon, dessen Bänke mit Goniatiten und Aviculopectiniden die Nähe der See bei den Strandsümpfen der westfälisch-englischen Steinkohlenniederung dartun. Ein großer Unterschied besteht zwischen den älteren und jüngeren damaligen Faltungszonen darin, daß in den ersten enorme Granitmassen emporstiegen und durch ihre Einschaltung in die vorhandenen Gesteine Pressungen veranlaßten. Die Granite Badens nehmen allein etwa 1000 qkm ein, beinahe ebensoviel dürfen wir für Vogesen und Odenwald rechnen, ein drittes Gebiet sind Fichtel- und Erzgebirge, zu denen sich der Harz etwa so stellt, wie der Odenwald zu Schwarzwald und Vogesen, nämlich als ein abgetrennter, vorgeschobener, von Graniten durchdrungener Gebirgsteil.

Damit haben wir das in Mitteleuropa für alle Zeiten wichtige Gerüst erhalten, dessen Gefüge zwar später mannigfach gelockert und dessen Zusammenhang durch Senkungen vom Perm an zerstört wurde, das aber nie seinen Einfluß auf alle späteren Bewegungen verlor, vielmehr diese immer wieder entscheidend bestimmte.

Ich betrachte den deutschen varistischen Bogen als eine jüngere Phase der Pressung, welche den kaledonischen, von Schottland nach den Lofoten laufenden Faltenzug mit der großen Überschiebung im schwedisch-norwegischen Grenzgebirge schuf. Das Devonmeer, welches von den

baltischen Ostseeprovinzen gegen SW über den Harz, das Rheinische Sciefergebirge, Plateau zentral nach Mittel- und Südwestspanien reicht, ist ein Ausdruck derselben Erscheinung, bezeichnet die vor der kaledonischen Aufwölbungszone liegende breite Mulde. In oder neben dieser Mulde erfolgte die sub- bis oberkarbonische Gebirgsbildung, die im Gegensatz zu der kaledonischen von SO nach NW wirkte, aber im großen und ganzen als Faltenwurf dieselbe Richtung in Mitteleuropa einhielt, was sehr beachtenswert ist. Denn dadurch entsteht jene Pressungszone, in der alle unsere deutschen Mittelgebirge liegen und erklärt sich manche Einzelheit, die ich im folgenden vom Oberkarbon bis zum Postglazial aus Norddeutschland anzuführen habe, vor allem die stete Wiederkehr einer nach NO gerichteten Meeresverbindung.

Schwarzwald und Erzgebirge gehören in dem varistischen Systeme als ein Faltenzug zusammen, was die Streichrichtung des oberrheinischen Gneisgebirges dartut. Beide Massive sind sich außerordentlich ähnlich in folgenden Punkten: 1. in den Erzgängen, 2. in der Art der Eruptivgneise und Granite, 3. in dem Auftreten phonolithisch-tinguaitischer tertiärer Eruptiva an ihrer Südseite, 4. in dem Vorhandensein mehrerer Faltenzüge, welche nach N immer jüngere oberkarbonische und permische Schichten enthalten, die diskordant das schon damals entblößte Kristalline überlagern. — Man muß den Schwarzwald nicht in seiner heutigen, durch den Rheintalgraben bedingten Gestalt ansehen, sondern nach dem Streichen der paläozoischen Falten beurteilen. Dann besitzt das Massiv nur 100 km Breite, wäre also genau so breit wie das Erzgebirge mit Vorland zwischen Teplitz und Meißen. Die Berghauptener Mulde und der Permstreifen von Lahr mit ihrem jungpaläozoischen Inhalt fänden ihre Fortsetzungen in dem Zwickau-Chemnitzer Karbonzuge. Analog hätte das vulkanische böhmische Mittelgebirge sein Gegenstück in den Hegauvulkanen, wobei Ries und Uracher Gebiet vermittelnde Bindeglieder darstellen. Der Odenwald müßte demgemäß in Thüringen seine Verlängerung finden, und dies stimmt insofern als ja dort wie bei Heidelberg—Weinheim kristallines Gebirge herauskommt und nach NW von Dyas und Sandstein in zunehmendem Maße überlagert wird. Südlich des Erzgebirges haben wir die Prager Mulde und diese hat ihre südwestliche Fortsetzung in dem so ausgesprochen varistisch gerichteten oberen Donaulauf Ulm—Regensburg und in

der Aare der Schweiz, d. h. die Senkungszone Böhmens setzt sich in der Oberbayrischen Ebene und in der Mittelschweiz fort. Nur dadurch verstehen wir, warum immer wieder dies Strukturelement hervortritt, nämlich als Grenze von alpiner und germanischer Trias, als Nordrand des Malmmeeres, als mitteltertiäres Meeresbecken, als Schwäbische Alb und Diluvialschuttfänger. Dies Beispiel zeigt sofort, worauf wir in dem Folgenden zu achten haben und was ich im Zusammenhange für die Hauptlinien europäischer Tektonik darstellen will. Ob unter anderem diese von Böhmen gegen SW über das Morvan und Südfrankreich nach Spanien laufende Rinne zur Erklärung der gleichen Silurfauna in diesem Streifen schon gebührend gewürdigt wurde, ist mir nicht erinnerlich.

In der Permzeit brach das mitteleuropäische zusammen-geschobene Stück der Erdkruste ein, wurden die einzelnen Massive isoliert und zum Teil zu Rümpfen umgestaltet, indem gleichzeitig heftige Eruptionen, von Porphyren hauptsächlich von Quarzporphyren, diesen Vorgang auf vielen, im Streichen der einstigen Ketten aufgerissenen Spalten, also Längsrissen begleiteten. Dadurch entstanden die mehr oder minder selbständigen Schollen, deren wichtigste, uns hier interessierende folgende sind: Plateau central, Vogesen mit Hardt, Schwarzwaldkern, Odenwald mit Spessart, Rheinisches Schiefergebirge mit Ardennen, Harz, Fichtelgebirge und Erzgebirge. Der Vorgang ist analog der Zerlegung des Kaledonischen Gebirges in den nordirländischen, schottischen und skandinavischen Teil oder der Entstehung der armorikanischen Rümpfe der Bretagne mit Cotentin, Cornwallis, Südirland.

Durch diesen Vorgang wird eine Ungleichartigkeit geschaffen, welche sich später nie wieder vollständig verwischte, sondern bei allen Bodenbewegungen erneut geltend machte, teils in der Ausbreitung, teils in der Art der Sedimentation, teils in dem Ausmaße künftiger Verschiebungen, da diese festeren Kerne Widerstand leisteten oder infolgedessen gegenüber ihrer Umgebung sich anders verhielten. Es ist ferner klar, daß die dazwischen liegenden Einbruchsstellen die Tendenz zu weiterer Einsackung an sich trugen und daher die neuen Sedimente auffangen mußten. Diese letzteren verhielten sich wieder anders als jene in sie hineinragenden Horste. Der von STILLE betonte Vorgang der sog. Rahmenfaltung ist daraus naturgemäß zu erklären und in diesem Zusammenhange hier im Auge zu behalten.

Aber der Prozeß des Niederbrechens geschah keineswegs willkürlich. Beachten wir, wie die bedeutenden permischen, den Schutt sammelnden Mulden liegen, so ergibt sich, daß solche Einbiegungen vorzugsweise wieder SW—NO, also erzgebirgisch streichen. Dahin gehört das Morvan mit seinen Ausläufern bis Belfort und deren Fortsetzung im Elztal Badens bis nach Württemberg an den Neckar. Daneben kennen wir südlich der Elzlinie im Schwarzwalde einen Zug von Rotliegendem, der wohl von Staufen im Breisgau über St. Peter — St. Märgen, Brend und Triberg parallel streicht, und einen zweiten nördlich der Elz in dem Gebiete von Lahr, der mittleren Kinzig und oberen Murg. Dann folgt der von den Westvogesen aus dem Val d'Ajol über das Breuschtal nach Baden-Baden fortsetzende breite Zug, der bei Herrenalb und Wildbad wieder herauskommt, und wahrscheinlich in erheblicher Breite in der Kraichgaumulde ruht. Sein Nordflügel ist in der südlichen Pfalz und im Odenwald bei Heidelberg bekannt. Wir haben weiterhin die Saarbrückener Mulde, welche im Gegensatz zum Kraichgau besonders linksrheinisch entwickelt ist. In jedem dieser Streifen geschah eine Förderung von Porphyren, welche von S nach N zunahm. Das sächsisch-böhmische Rotliegende paßt sich viertens ebenfalls dem Erzgebirge zu beiden Seiten parallel an.

Eine Ausnahme macht nur der Thüringer Wald, dessen Rotliegende-Vorkommen obwohl sie als zur Saarbrückener Mulde zugehörig erklärt werden könnten, scharf gegen NW, d. h. herzynisch gerichtet sind. Um dies zu verstehen, sei darauf hingewiesen, daß die Querspalt en, welche diese einzelnen Rumpfe trennten wahrscheinlich vorzugsweise diese Richtung innehielten, also das zweite wichtige Struktursystem Deutschlands damals sich energisch geltend machte. Bestanden hat es schon vorher, mindestens lokal und lebte damals nur kräftiger auf. Ich habe in meiner „Geologie von Baden“ darauf hingewiesen, daß im südlichsten Granitmassiv des Schwarzwaldes, im Blauen, schon im Karbon eine herzynische Zerklüftung vorhanden war, da alle Gänge der jüngeren granitischen Nachschübe derart verlaufen, und zwar von der Aaremündung an. Dann streichen die vielleicht dyadischen Granitporphyre des Münstertales mit ihren begleitenden Quarzgängen in gleichem Sinne. Bei Oberkirch kenne ich ferner einen 3 km langen Quarzporphyrgang des mittleren Rotliegenden, welcher ausgesprochen herzynisch läuft, also eine damals erfüllte Kluft kundtut. Der

Dyas gehören an: die Gräben von Schramberg und Triberg im Schwarzwalde mit ihrem NNW—SSO gerichteten Spaltensysteme, ferner die parallelen Gräben von St. Märgen, vom Birglirain im oberen Elztal und die starke Verklüftung des Granits im Gernsbacher Murgtal. Außerdem ist keineswegs ausgeschlossen, daß der Westabfall des Odenwaldes bei Heidelberg in diese Gruppe aufzunehmen ist. Der gewaltige Sprung des Pfahls am Bayrischen Walde scheint auch jener Zeit anzugehören, da die späteren Sedimente diese Linie nicht oder kaum überschritten, also seit jener Zeit der Westrand der Böhmisches Masse als solcher in die Erscheinung tritt. In seine Verlängerung fällt die bedeutende Senke, welche im heutigen Thüringer Walde den Schutt aufspeicherte und das Rheinische Schiefergebirge vom Harze trennte. Diese Senke muß im Zechstein sicher weiter existiert und bis in die Oberpfalz gereicht haben. Sie hat damals schon die Scheidung von Schwarzwald und Erzgebirge, die einst zusammengehörten, vollzogen. In die stratigraphische Erscheinung tritt diese fränkisch-schwäbische Mulde freilich erst in der Trias. Das Sprungsystem, welches den Schwarzwald im Osten begrenzte und im Schramberger Graben noch heute deutlich ist, leitete die Scheidung dieses Gebirges von dem Stück ein, das man als „vindelizisches Gebirge“ unter der Schwäbisch-fränkischen Alb und der Oberbayrischen Ebene vermutet. Dieses letzte ist seinerseits durch den Pfahl von der Böhmisches Masse geschieden und daher zu wiederholten selbständigen Bewegungen geeignet gewesen.

Man kann am Oberrhein mit Hilfe dieser beiden großen Bewegungssysteme sogar die Einzelheiten verständlich machen. War der Westrand des Odenwaldes im Oberkarbon und Rotliegenden vorgezeichnet, erklärt sich, warum die Senke von Saarbrücken nicht südlich vom Taunus in derselben Weise entwickelt ist. War der Ostrand des Schwarzwaldes im Werden, begreift man die Dicke des Rotliegenden mit 500 m bei Sulz am Neckar. Das Zusammentreffen der varistischen Einmuldung und jener Sprünge am Nordrande des Schwarzwaldes schafft die Bedeutung der Kraichgau-senke mit dem Anschwellen der unterdyadischen Schichten bei Heidelberg und Baden, sowie die Möglichkeit für das Eindringen des oberdyadischen Meeres in den Streifen Pfalz—Odenwald (Albersweiler—Heidelberg) und die längs des ganzen östlichen Schwarzwaldes ausgesprochene Dolomitbildung im Oberrotliegenden. Der Ostrand des Schiefer-

gebirges mit seinen Zechsteinkonglomeraten gibt uns die Isolierung dieses Stückes klar an, ebenso in Thüringen und am Harz.

Das große mittel- und oberdyadische Meeres- und Salzbecken besaß deutlich varistische **Erstreckung** quer durch Deutschland bis nach Kurland und tritt sogar gegenwärtig noch in den Soolquellenzügen Norddeutschlands hervor. Das freiere Meer aber reichte von Oberfranken über Thüringen, Westfalen nach England, hatte also im ganzen eine in dieser Zone unverkennbar herzynische Richtung. In dieser Gabelung nach NW im englisch-westfälischen und nach NO im norddeutsch-masurisch-kurischen Abschnitte macht sich zum ersten Male der Einfluß der Skandinavischen Masse bemerkbar, wie wir ihm in der Jura-, Oberkreide- und Tertiärzeit wieder begegnen.

In der Untertrias dehnte sich die beschränkt gebliebene Einbuchtung über das Rheinische Schiefergebirge und die ganze Oberrheingegend aus und reichte bis zu einer Linie Passau — Nördlingen — Konstanz mit unbekannter Fortsetzung gegen Genf und das Movangebiet. Im Wellenkalk und Muschelkalk griff die See in der Mittelschweiz bestimmt, in der Oberbayrischen Ebene wahrscheinlich weiter nach S vor, und ganz sicher bestand in der Richtung des Schweizer Juragebirges im Hauptmuschelkalk eine Verbindung nach dem unteren Rhônetal bei Toulon, wobei das Plateau central den Westrand dieser Meeresstraße darstellte. Ebenso war der Südwestrand der Ardennen vorhanden, weil der Nodosuskalk dort sandig und konglomeratisch erscheint.

In den Ardennen haben wir ein in der Trias langsam untertauchendes Massiv und deshalb ist in dessen Nähe, d. h. in Lothringen-Unterelsaß der Untere Muschelkalk als ein glimmerreicher Muschelsandstein ausgebildet. Es ist aber für den weiteren Zusammenhang von Bedeutung, daß der starke Glimmergehalt dieser Serie sich nach SO noch bis in den Breisgau erstreckt, wo bei Lahr—Emmendingen zwar kein echter Muschelsandstein, aber ihm petrographisch nahestehende Gesteine vorkommen. Diese glimmerreiche Fazies befindet sich also auf einem NW—SO gerichteten, d. h. herzynischen Streifen, d. h. so, wie später die Oolithbildung, verteilt. — Die Hauptmuschelkalkzeit scheint das Odenwaldgebiet tiefer unter Wasser gesehen zu haben, da A. WAGNER dort von einem „Beckeninnern“ redet. Indessen bin ich dieser Sache keineswegs sicher, weil die petrographischen Verschiedenheiten zwischen *Semipartitus-*

Schichten und *Trigonodus*-Dolomit auch ebenso leicht auf Strömungsunterschiede zurückzuführen sind und der Tongehalt der Bairdienlage die Herbeischwemmung von Schlamm sogar erfordert, der in dem Faziesbereich des *Trigonodus*-Dolomites ganz zurücktritt. Will man in dem dolomitischen Gestein ein Sediment flacheren Wassers sehen, als der Bairdienton es ist, so wäre damit eine Schwelle in der Richtung des varistischen Gebirges zwischen der Böhmer Masse, dem Schwarzwald und dem Morvan gegeben, also wieder ein altes Strukturelement.

Im Keuper zeigt sich eine Hebung des Schwarzwaldes; denn die Lettenkohle ist darin sehr dürttig, der obere Keuper fehlt in Südbaden und in den Südvogesen bis auf den Nordrand des Basler und Berner Juras, wo das Rät gerade eben übergreift. Mächtig ist der Keuper in der Linie Kraichgau—Zaberner Bucht—Lothringen und dort vollständig mit allen Gliedern entwickelt. Die Lettenkohle am östlichen Odenwald mit ihren Pflanzen beweist aber, daß dieser kristalline Kern wieder nahe der Oberfläche lag oder gar aufgetaucht war. Leider fehlen uns die entsprechenden Bildungen oben auf dem Gebirge und in der Pfälzer Hardt, so daß wir nicht klar sehen; trotzdem vermute ich eine ähnliche Morphologie wie im Unteren Muschelkalk, also eine herzynische Schwelle. An den Ardennen greift der Keuper langsam von S nach N vor, am Plateau central legt er transgredierend ringsum im O und N seine Sedimente auf den kristallinen Untergrund. Im schwäbischen Becken erreicht der Rät sandstein erhebliche Ausdehnung und Dicke, so daß zwischen zwei relativ gesenkten Strichen am Oberrhein eine etwas höhere Schwelle auszuscheiden ist. Schwarzwald—Südvogesen und vielleicht der Odenwald erfuhren also eine gesonderte, vorübergehende schwache Auftreibung, deren Zusammenhang nicht ganz klar ist. Beschränkte sich diese auf Südvogesen und Schwarzwald, so mag sie varistisch sich erstreckt haben gegen das Erzgebirge hin und würde nördlich und südlich von je einer korrespondierenden Einmündung begleitet gewesen sein. Aber wir wissen im ganzen zu wenig davon, um sie wirklich zu bestimmen. Wichtig ist die Selbständigkeit dieser gehobenen Massive gegenüber den damals gesenkten in Mittelfrankreich und Südbelgien.

Die innere Spannung ließ im Unterlias wieder nach, so daß sich das Meer über den ganzen Oberrhein ausbreitete; es trat vom schwäbischen Becken bis Mittelfrankreich in offene

breite Verbindung und überspülte randlich die Cotentin- und Bretagnescholle, sowie weiter vorgreifend die Ardennen und das Rheinische Schiefergebirge.

Anscheinend war während der Ablagerung des Opalinustons das Maximum der Senkung erreicht, da dieser die weiteste gleichartige Ausdehnung besitzt. Indessen beginnt in dieser untersten Doggerzone, ja schon im obersten Lias in Nordlothringen und Luxemburg die Eisenoolithsedimentation, welche sich mit zunehmendem Sandgehalt über das Unterelsaß und den Kraichgau nach Aalen in Württemberg fortzieht und auch die Oberrhein-Massive und den Schweizer Jura mit in den Bereich von Flachwassersedimenten zieht. In Nordwestdeutschland zeigen der mehrere Hundert Meter messende Göttinger Lias, die tiefe Rinne am Harzrande an und die Fortdauer der tonigen Sedimente durch den ganzen Dogger und Untermalm die größere Konstanz von Löchern als auf der Westseite des Rheinschen Rumpfes und in der burgundisch-breisgauischen Juraformation. Die Vogesen heben sich von der *Murchisonae*-Zone an und geben Anlaß zu den von Metz über Vesoul bis in den Berner Jura verfolgbaren Korallenriffen des Mittleren Doggers, während diese Fazies im Breisgau und Schwaben über kümmerliche Ansätze nicht hinausgelangt. Diese Hebung geht im Oberdogger nach O weiter und erzeugt die Hauptoolithsedimente, also typisch litorale Absätze mit allen Merkmalen derselben, aber auf einem so langsam sinkenden Boden entstanden, daß die Wassertiefe ganz gering bleibt und häufige Trockenlegung des kalkigen Oolithsandes diesen sofort verfestigt, oft in typischer Kreuzschichtung. Somit ist die Oolithfazies, auch in ihrer eisenoolithischen Varietät, ein sehr wichtiges Kennzeichen für unsere tektonischen Fragen. Wir sehen sie von der Aaremündung über Lahr, das Unterelsaß nach Lothringen verbreitet und dann nach NW am Ardennenrande entlang nach Calais und über den Kanal nach England ziehen. Die permische herzynische Struktur dieser Zone springt also auf einmal wieder deutlich hervor. Dabei ist zu beachten, daß in der Normandie schon im Bajocien diese Ausbildungsform einsetzt und im Bathonien nach SO immer weiter greift, da wir zahlreiche sekundäre Oszillationen im Oolithe de Jaumont der Metzger Gegend und ebenso in der Gegend von Vesoul und am Plateau central vom Mont Crussol bei Lyon bis Valence beobachten. Die vom Berner Jura bis über Besançon sich erstreckende Dalle nacrée, welche zum

Teil die *Macrocephalus*-Zone vertritt, setzt diese Fazies fort und gibt uns Kunde davon, wie an der Malm-Dogger-Grenze dies Strandgebiet wieder deutlich varistisch lag und an den heutigen Vogesenrand als höhere Scholle sich anlehnte. Die Vogesenlinie des Doggers tritt im Callovien wiederum deutlich hervor, da wir westlich die mächtigen Woëvretone (200 m) haben gegenüber der dürrtigen Dicke von 16 m im Elsaß, von 5—6 m im Breisgau und 2—3 m in der Baar, am Randen und im Klettgau; erst weiter nach Schwaben hinein wachsen die Ornatentone etwas. Der SW-Rand der Böhmisches Masse birgt die meisten tieferen Jurazonen nach ПОМРЕКЪС Untersuchungen in verringertem, ja stark komprimiertem Maße, blieb also die ganze Zeit Rand der See und in annähernd gleicher Höhe. All die wechselnden Zustände des Vogesen-Schwarzwald-Massivs mit dem immer wieder durch Pausen unterbrochenen langsamen Einsinken machten sich dort nicht bemerkbar.

Im Malm wird das Schwarzwaldmassiv von der Hebung ergriffen. Wir konstatieren zwar anfangs auf der Westseite der Vogesen die Gaize-Bildung des Oxfordien und darüber das Terrain à chailles, welch letzteres etwa genau die Verbreitung des Hauptoolithes besitzt und wie dieser von Lothringen bis in den Breisgau sich ausdehnt. Dann aber setzen die Riffe des Rauracien ein, begleiten die Westvogesen von den Ardennen bis zum Schweizer Jura, gedeihen in diesem, betonen nach der Renggeritonfazies wieder die varistische Linie der Dalle nacrée und endigen im Breisgau, den sie bis Freiburg erfüllten. Sie bleiben auf die Westseite des Schwarzwalds beschränkt, da östlich desselben zwar auch kalkige Sedimente abgelagert werden, aber solche ruhigeren, tieferen Wassers (Betakalke Schwabens). Langsam schreitet die Riffazies dafür von Osten her auf der alten Schwelle des vindelizischen Gebirges durch den Frankenjura nach SW vor, bis im Kimmeridge die ganze lange Linie vom Ries bis nach Genf solche Flachwasserbildungen zur Entwicklung bringt. Es ist sehr bezeichnend, daß sich so vor der Hebung am Ende des Malms die uralte erzgebirgische Struktur abermals bemerkbar macht, daß die in der obersten Trias, also zuletzt, von der Transgression überwältigte Barre als erstes wieder deutlich herauskommt. Leider bieten das schwäbische Becken, Mittelbaden und das Elsaß keine Anhaltspunkte für die ursprüngliche Ausdehnung des Malms mehr. Ich nehme an, daß seine Schichten dort gering waren, wenn sie überhaupt zum Absatz kamen; denn das

Rauracien des Isteins macht schon einen recht litoralen Eindruck. Die wechselnde Fazies des Untermalms von Delsberg im Berner Jura bis zum Randen bei Schaffhausen mit den Birmensdorfer Schichten, Impressamergeln, Renggeritonen und Terrain à chailles einerseits, mit den Betakalken, Effinger Schichten, dem Rauracien anderseits, gibt uns die ersten Spuren eines erneuten Einflusses der Schwarzwaldachse in ihrer südlichen Verlängerung. Astartien mit Naticaschichten und Humeralismergel, Crenularisschichten, Gamma-mergel zeigen im unteren Kimmeridge dasselbe. Im mittleren Kimmeridge greift die Schwamm- und Korallenfazies aus Schwaben um die Schaffhausener Ecke herum und schließt sich mit dem St.-Verena-Oolith fast zusammen. Das Portland scheint nur im Hegau (Hattinger Oolith und höhere Schichten) noch entwickelt zu sein, fehlt auf der ganzen Strecke des Aargauer und Basler Juras und gelangt zu wirklich bedeutender Entfaltung erst westlich vom Vogesenfuße im Neuchâtel Jura. Die Hebung im Purbeck macht aller Sedimentation in Schwaben, am Oberrhein und auch im südlichen Jura ein Ende.

Aus Norddeutschland ist besonders hervorzuheben, daß die kompakte Oolithbildung, welche dem Dogger fehlt, in der varistischen Rinne von Westfalen—Hannover bis nach Pommern während des Oberjuras vorgreift. Die Verbreitung und Ausbildung der in Schonen und Südbaltikum bisher bekanntgewordenen Juraschichten läßt darauf schließen, daß im Lias bereits der Teil westlich von Bornholm unter dem Meere lag und daß östlich der unteren Oder sich die See in der NO-Richtung nach Nordpolen ausbreitete. Wir haben also die beiden Hauptrichtungen klar ausgeprägt, welche sich seitdem immer aufs neue durchdrückten und heute sowohl den Umriß von Bornholm als auch die pommerschen Küstenlinien beherrschen. Das Flachwassergebiet der Normandie—Oberrheinlinie erringt sich also gegen Schluß der Juraformation auch am Rande der skandinavischen Masse Platz und erscheint genau wie in Süddeutschland als Vorläufer des Aufsteigens, das im Portland und Purbeck auch dort das Meer verdrängte und schließlich auf die brackischen Wealdensümpfe längs der Linie Belgien—Holland bis nach der pommerschen Ostsee beschränkte. In Süddeutschland beobachten wir ein langsames Auftauchen vom Kimmeridge an, ohne daß eine Faltung erfolgte, die gehobenen Schichten sind höchstens gebrochen und geknickt. In Westfalen und Hannover aber hat nach STILLE zwischen den alten Rümpfen

ein nicht unerheblicher Zusammenschub stattgefunden, der eben die Rahmenfaltung einleitete und die mächtigen tonigen Sedimente zwischen den starren Massiven stark beeinflusste. Während der karbonischen Gebirgsbildung sind ebenfalls die süddeutschen Massen weniger zusammengeschoben als die nördlicheren (Ardennen, Rheinisches Schiefergebirge, Harz), eine Erscheinung, welche sich also im Oberjura wiederholte. Außerdem scheint, soweit wir bisher urteilen dürfen, die Hauptzone dieser Zusammenstauchung in der thüringisch-westfälischen Zechsteinmulde zu liegen, also in herzynischer Richtung, da in Pommern, in Bornholm usw. die Jurabildungen nicht wesentlich gestört wurden. Daß überhaupt diese herzynische Senke Mitteldeutschlands in der oberen Juraformation nicht völlig verwischt war, erkennen wir aus dem Vorgreifen des Malms im Fränkischen Jura bis zum Main längs des Böhmerwaldes, wobei nicht unmöglich ist, daß im Unteren Malm eine Meeresstraße vom Obermain über den Thüringer Wald nach Westfalen reichte, obwohl wir Sicheres darüber nicht mehr wissen.

Zusammenfassend dürfen wir also sagen, die Vorläufer der oberjurassischen Gebirgsbildung laufen in Westdeutschland klar in NW—SO-Richtung, schaffen von England bis zum Schweizer Jura und Plateau central den langen Bogen der oolithischen Sedimente, die sich westlich von Ardennen, Vogesen und Schwarzwald ablagern und nirgends über die durch diese heutigen Gebirgskerne nach Osten hinübergreifen. Dort entwickelt sich vielmehr eine mächtige Serie dunkler, toniger Sedimente, die sowohl den westfälisch-hannoverschen als auch den schwäbischen Dogger aufbaut. Dieser wichtige Unterschied, der eine ganz andere Sedimentzufuhr oder Strömungen dartut, wurde meines Wissens bisher nie in seiner tektonischen Bedeutung gebührend gewürdigt. Im Malm tritt umgekehrt in Norddeutschland die varistische Richtung schärfer hervor, sondert sich die baltische Jurastraße aus, welche einzelne russische Ammonitenformen nach England und Frankreich einwandern läßt, und erfolgt schließlich die varistische Hebung Zentral-europas. Nehmen wir im Dogger den Westrand der pommerisch-schlesischen Platte, der NW—SO lief, den Abfall der Böhmer Masse und die westdeutsche Untiefe zusammen, so erhalten wir eine Meeresbegrenzung durch Inseln und Küsten von herzynischer Erstreckung, wie sie heute Westgriechenland mit seinen vorgelagerten Inseln mutatis mutandis aufweist.

In Obermalm und Unterkreide hebt sich zum erstenmal deutlich eine Rinne heraus, die im Miocän wieder Bedeutung erlangt, die alpine. Diese erstreckte sich im Kimmeridge und Portland vom Gebiet der Hte. Marne und Hte. Saône über den Nordrand der Schweizer Alpen weit nach Osten und besaß im allgemeinen ein nordöstlich gerichtetes Nordufer, welches vom Plateau central gegen die Böhmisches Masse lief. Bemerkenswert ist die annähernd parallele Straße, die von Hannover nach Kurland reichte; beide waren getrennt durch den Landstreifen, der sich im Purbeck so weit aufwölbte, daß er in der Mitte trocken wurde und an seinen Rändern die Brack- und Süßwasserseen erzeugte. Durch diese Hebung wurde die Pforte im Schweizer Jura zwischen Plateau central und Vogesen vorübergehend verengt bzw. geschlossen, indem Riffinseln zu einem varistisch gestreckten Landstreifen zusammenwuchsen. Aber in Norddeutschland blieb eine sumpfige Untiefe, welche den Wealden aufnahm und von Nordfrankreich (Pays de Bray) bis über Bornholm nach Polen reichte.

So gewinnt es durchaus den Anschein, als ob nicht eine lokale Bewegung die Ursache dieser Strandverschiebung ist, sondern ein auf den alten karbonischen Bahnen, innerhalb der alten karbonischen und älteren Massen neu einsetzender Faltungsdruck. Aber derselbe gelangt nicht zur vollen Entwicklung; es ist eine vorübergehende Spannung, welche langsam nachläßt, ja umgekehrt in der Unteren und Mittleren Kreide eine der negativen Verschiebung vollkommen analoge positive hervorruft.

So lassen sich nämlich ohne Schwierigkeit die Transgressionen der Kreide verstehen. Das Meer greift erstens in der eben genannten alpinen Rinne nach Norden vor, und zweitens zeigen die Neufchâtelers Litoralsedimente die neue Eröffnung der oberjurassischen Pforte. Desgleichen schiebt sich drittens die See längs der Ardennen in nordwestlicher Ausdehnung über die jurassischen und schließlich über die älteren Schichten, welche mit Grünsandmergel des Aptien, Albien und Cenoman schrittweise überragend bedeckt werden. In Norddeutschland erfüllt viertens sich die holländisch-baltische Rinne mit der See, welche nach Süden über ältere Ufer überspült und sogar nach Thüringen gelangt, und vor allem entsteht fünftens in der sächsischen Bucht eine tiefe Senke mit den Quaderschichten und Oberen Kreidebildungen Böhmens. Hierbei ist hervorzuheben, daß entsprechend dem Vorgreifen des Mals in

der Senke Frankens längs der herzynischen Bruchlinie vom Bayerischen und Böhmischem Walde das Cenoman auch dort eindringt und die fränkischen sandigen Kreideablagerungen hervorbringt. Es ist also ein volles Aufleben der im Oberjura vorhandenen Seeabschnitte und mag uns einen Anhaltspunkt dafür geben, wie etwa im Untermalm die Verteilung von Meer und Land gewesen sein mag. Das Oberrheingebiet, Hessen und Thüringer Wald blieben über der See; Erzgebirge, Sudeten, Teile des Böhmisches Kessels sanken unter, und zwar nach und nach 200—300 m. Dabei tritt überraschend klar die Bedeutung des Pfahlsprungsystems heraus, welches ja im Perm entstand und die ost- und westdeutschen Stücke des karbonischen Faltengebirges voneinander unabhängig gemacht hatte, so daß sie nun in der Oberkreide eine Art Schaukelbewegung rechts und links von diesem Spaltenzuge vollziehen konnten. Wir hatten eigentlich, nur umgekehrt, schon dasselbe im Jura, der in Lothringen, Oberrhein-Schwaben, Franken sich absetzte, aber die Böhmisches Masse bis auf die flache mährische Überflutung frei ließ.

Im Norden entsteht nun das Meer der Oberen Kreide, das wie jenes des Oberjura vom Pariser Becken südlich der skandinavischen Masse nach Rußland hinüberreicht. In seine Zeit fallen die Transgressionen in Schonen und in den Ardennen. Im Baltikum muß die Eindellung etwa 600 m betragen haben und ist bis zum Danien weitergegangen, in dem die Faxeriffe den Stillstand, die Auffüllung oder bereits die abermals beginnende Hebung andeuten.

Genau dieselben zuletzt abgesunkenen Erdstücke steigen an der Grenze von Tertiär und Kreide wieder auf: Die Neufchâteler Pforte schließt sich, das Ardennengebiet an der Oise wird trocken, und Sümpfe breiten sich vor ihm aus bis nach Reims hinein. Die fränkische kretazeische Straße verschwindet gleichfalls, und in Norddeutschland wird der Nordrand des Mittelgebirges ein Sumpfland mit Braunkohlen als Endprodukt. Die See war aus dem Baltikum verdrängt, weshalb ich glaube, daß die ostdeutsche, im Cenoman abgesunkene Scholle sich rasch wieder hob. Die Pressung hat also abermals begonnen, und zwar klar von den Alpen ausgehend, weil wir in diesen schon in der Oberkreide den raschen und mannigfachen Fazieswechsel haben und seit dem Tertiärbeginn deren Ketten über Wasser auftauchen sehen. Deshalb ist auch beachtenswert, daß das südwestdeutsche Land in der Kreide erhalten blieb und

nicht in irgendeinen kretazeischen Meeresteil einbezogen wurde; es lag den Alpen zu nahe und stand wohl dauernd unter deren latentem Faltungsdruck.

Durch den stetig gesteigerten Alpendruck wurden immer ausgedehntere Gebiete des nördlichen Vorlandes in diese Faltung hineingezogen und zwar in Form einer weiten Wellung, wobei sich die gehobene Zone langsam nach N vorschob und hinter ihr eine solche der Absenkung folgte. Diesmal ging der Druck vom ganzen Alpenkörper aus und deshalb wird auch das Plateau central hart erfaßt; denn seine Bewegungen bestimmen durch die fortgeleitete Pressung das Schicksal seiner umliegenden Gebiete, d. h. das Rhône-, Garonne-, Loire- und Pariser Becken, von denen uns hier nur das letzte interessiert.

Die weite Wellung tritt am besten in dem paläocänen Meere heraus, das von Paris und London bis über Bornholm sich ausdehnte, und an seinen Rändern viele klare Transgressionsspuren trägt. Im Obereocän entstehen am Oberrhein die Mulden des Unterelsaß und Kraichgaus mit ihren eocänen Sedimenten, also in der Zone der Keuperdelle, und die Süßwasserseen von Montbéliard bis gegen die untere Aare.

In Norddeutschland steigert sich der Prozeß bis zum Mitteloligocän, wo zum dritten Male die baltische Straße wiederkehrt und die See von Belgien über Norddeutschland nach Rußland sich ausbreitet. Dies entspricht, wie ich betonte, dem Malm, und völlig konform sehen wir am Alpenrande den Flysch von Genf bis in die Bayrischen Gebiete als Absatz einer parallelen Rinne vorkommen. Der Oberrheingraben ist etwas Besonderes, das später für sich behandelt werden soll. Seine längs Odenwald und Schwarzwald laufende Hauptpalte hat diese Massive von den Vogesen und der Hardt ebenso isoliert, wie es die permischen Brüche von Schramberg usw. im O bewirkt hatten. Die Folge zeigt sich in der ausgeprägten eigenen Bewegung des Schwarzwaldes unter Einfluß des alpinen Druckes; denn er steigt vom Mitteloligocän an als ein Keil empor und zwar ist wieder ein auffälliges Schaukeln erkennbar. Im Unteroligocän dringt das Meer in den entstehenden Rheintalgraben ein, im Oberoligocän weicht es aus diesem, während gleichzeitig und im Miocän die Ostseite des Schwarzwaldes so tief absinkt, daß längs des Gebirgsrandes das Meer weithin den Hegau und die Schwäbische Alb überspült. Wir konstatieren also im kleinen dasselbe, was die Böhmisches Masse in Trias, Jura und Kreide zeigt, nämlich unter dem Falten-

druck von S her eine Drehung um eine nördlich gerichtete Achse. Deren Richtung prägt sich in Vogesen und Hardt, im Rheintalgraben und in Schwarzwald—Odenwald aus und zeigt, daß hierbei nicht der Zufall, sondern sicher bestimmte mechanische Gesetze eine Rolle spielen, vielleicht der von SSO kommende Druck eine N—S bis NNW—SSO gerichtete Stauung erzeugte.

Innerhalb des karbo-permischen Saarbrücker Beckens blieb das untermiocäne Meer als Mainzer Reliktensee am längsten erhalten, stand also wieder im deutlichen genetischen Zusammenhang mit jener alten, an derselben tektonischen Stelle vor langer Zwischenpause entstandenen Mulde, auf die noch heute das Nahe-, Rheingau- und Unter-Maintal zurückgehen.

Im Untermiocän stiegen die oberrheinischen Gebirge und sogar der zwischen ihnen eingeschlossene Graben hoch, so daß das mittelmiocäne Schweizer Meer auf dem Berner bis Aargauer Jura sein Ufer behielt. Dafür sanken aber stück- oder schollenweise das Rheinische Schiefergebirge, das hessische Land und manche Teile Thüringens, wo sich deshalb in zahlreichen Mulden die Braunkohlen absetzten, ohne von älteren tertiären Schichten unterteuft zu sein. Diese mittel- und obermiocänen Sumpfsedimente deuten uns eine von der heutigen verschiedene Höhenlage und Gestaltung an, da sie sicher in Hohlformen entstanden sind und oft nicht nur die Schuttmassen, sondern auch eruptive Gesteine (Basaltlaven) in sich aufnahmen. In derselben Zeit wurde durch Hebung das oligocäne und schließlich das miocäne Meer auf dem mehrfach geschilderten varistischen Streifen südlich der skandinavischen Masse verdrängt, wodurch in den Provinzen Preußen, Pommern, Brandenburg, später in Mecklenburg die Kaolinkiese mit den Braunkohlen in einer von den schwedischen Flüssen überschütteten Deltaregion hervorgingen. Von Belgien bis Dänemark, also vor dem Rheinischen Schiefergebirge blieb die See im Miocän erhalten. Ich lenke im besonderen die Aufmerksamkeit auf den Umstand, daß die tertiären mitteldeutschen Braunkohlen den Faltungsbogen des Oberkarbons über den Harz nach den Sudeten wiederholen, daß dies belgisch-westfälische miocäne Meer ungefähr der Meeresbucht entspricht, welche in die belgischen und westfälischen Kohlen den marinen Einschlag lieferte, daß also auch hier wieder eine volle Koinzidenz erscheint.

Der weitergehende Druck schuf im S das Alpengebirge während des Mittelmiocäns und Pliocäns; seine Wirkungen im süddeutschen Vorlande legten dieses im Obermiocän und Pliocän ganz trocken, schufen das Juragebirge im Jungpliocän und Diluvium, hoben die oberrheinischen Gebirge und durch deren Druck das Rheinische Schiefergebirge. Dadurch tauchte endlich der Boden der miocänen Nordsee zum großen Teil auf und England wurde landfest.

Die analogen diluvialen Vorgänge lassen sich im britischen und Nordseeareal nicht besonders deutlich verfolgen, wohl aber weiter im Osten. Dort ruft, um mit dem ersten Vorgang zu beginnen, der Alpendruck in der Böhmischem Masse den Sprung des Egertales hervor und läßt auf der ganzen Länge den Vulkanismus spielen von Eger bis in die Lausitz. Dann wölbt sich nach der allgemeinen mitteltertiären Hebung des östlichen deutschen Flachlandes im Diluvium der baltische Höhenrücken auf; es entsteht nördlich davor die interglaziale See, dann postglazial in Mittelschweden die Yoldiasee, die Småland isolierte und den Skagerak über die Seenzone nebst dem Finnischen Meerbusen mit dem Weißen Meere verband. Die südbaltische Hebung der Ancyclusperiode, die erneute Senkung desselben Streifens in der Litorinasee, das Drehen der skandinavischen Masse um die Stockholmer Achse in der Alluvialzeit sind Prozesse, welche dem Verhalten des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vollkommen analog sind. Es handelt sich um die nach N gerichteten Ausläufer der in diesen Gebieten als Wellung auftretenden alpinen Faltung. Diese Wellung geschah, wie uns die Verteilung der Meere lehrt, stets auf den alten, vorgezeichneten Streifen und in der Gesamtrichtung des karbonischen Gebirges, also in varistischem Sinne, gleichsam als hätten die im Paläozoikum schon erkennbaren Zonen geringerer Widerstandskraft die jüngeren Bewegungen geleitet. Kein Wunder, daß dabei die alten Strukturlinien erwachten. Die devonische Spalte des Kristianiagrabens ist zweifellos an der Trennung von Nord- und Ostsee schuld und spielt eine Rolle in der Abgrenzung der Ancyclussee, wobei die jütische Halbinsel sich zuerst bedeutungsvoll ausdrückt. Aber ich vermag diese wichtige Linie in Mitteldeutschland nicht weiter zu verfolgen. Klarer übersehbar sind die Hunsrück-Taunuslinie und die Egerflexur aufgelebt, beides schon alte Fugen. Die Fortsetzung der Pfahlsprünge schufen im Tertiär den heutigen Thü-

ringer und Teutoburger Wald und die zugehörigen, die mesozoischen Schichten durchsetzenden Verwerfungsscharen.

Haben wir im wesentlichen die Faltung im varistischen Sinne betrachtet, so sei nunmehr auf die gleiche Wichtigkeit der großen herzynischen Linien hingewiesen. In der Juraformation sehen wir vom Westrand der Ardennen einen solchen Ufersaum bis in den Breisgau reichen; dann haben wir zweitens den Pfahlsprung und seine Verlängerungen, drittens die deutliche Linie der Unterelbe und Oberoder, gekennzeichnet durch die Soolquellen, die hochgepreßten Zechsteinschichten usw. Als Zwischensprung gehört hierhin die Elbüberschiebung an der Innenseite des Lausitzer Gebirges, welche noch heute als Erdbebenlinie sich geltend macht. In der skandinavischen Masse haben wir als zugehörig das Schonensche Sprungsystem und die Begrenzung von Bornholm, welche letztere durch zwei Verwerfungen längs der West- und Ostseite der Insel bestimmt wird, sowie in Pommern die Soolquellenzüge und die Küstenlinie Rügen—Stettin. Dinge, welche seit GIRARD bekannt und anerkannt sind. Im allgemeinen äußert sich dies System mehr als Bruchbildung, im Gegensatz zu der varistischen Faltung. Zwischen dem Pfahl und der Oderlinie liegt aus der karbonischen Zeit der Bogen Erzgebirge—Sudeten, seitlich der Oderlinie ist der Karpathenbogen überschoben, westlich der Linie Ardennen—Breisgau ist der Jurabogen vorgedrückt, so daß sich darin unzweifelhaft eine Art regelmäßiger Gliederung ausprägt. Die O—W gerichtete Lägernkette mit der Passwang-Überschiebung und der Lomontkette im Juragebirge entspricht nach Lage und Funktion den Alpen südlich der Böhmisches Masse, das Juragebirge den Kleinen Karpathen, da es sich vor der Morvanpforte aufwölbte wie diese vor der mährischen Scholle. Es handelt sich im Jura- und Karpathenbogen sogar um genau dieselben Dimensionen! Ist das Juragebirge in seiner Hauptlänge varistisch, so sind die Großen Karpathen ebenso ausgesprochen herzynisch. Das auf der REGELMANNschen Tektonischen Karte Süddeutschlands eingetragene lothringische Sprungsystem mit ausgesprochener Nordwestrichtung und die bei Kohlebohrungen am Niederrhein neuerdings gefundene, damit parallele Zerklüftung des Untergrundes lassen die Ardennen als einen Horst hervortreten, wie es die Böhmisches Masse zwischen Pfahl und Oderlinie ist. An beider Ostseite ist das Miocänmeer vorgegraben: in Holland von N, in Schlesien von S her. Beide Massive haben damals analog dem Schwarzwald eine

Schaukelbewegung vollzogen mit Herunterdrehen der Ostflanken in allen drei Rümpfen.

In der Morphologie von Baden habe ich, was jede geologische Karte uns bestätigt, Schwarzwald und Odenwald als zwei Druckkeile bezeichnet, welche die Spitzen gegeneinander, aber aneinander vorbeikehren. Sie sind als Keile hochgepreßt, und der Schwarzwald am kräftigsten, da gerade auf diesem die Hauptkraft von S her lastete. Auch die Vogesen besitzen diese Gestalt, indessen die Hardt nicht mehr; denn die ersten sind zwar nahe dem Juragebirge, ohne jedoch den Druck voll in ihrer Längsachse empfangen zu haben, und die zweite ist nicht so hoch aufgestiegen, daß man ihren kristallinen Kern deutlich sehen könnte; auch hat die Einmündung des Mainzer Beckens einen Teil der Kraft verbraucht oder abgelenkt. Die mechanischen Beziehungen sind also ziemlich klar.

Wenden wir diese Erfahrung auf Süddeutschland und die Alpen als Ganzes an, so stellt sich das vom Rheintal und hessischen Graben auf der einen, von dem Pfahlsprung und dem Thüringer Waldsystem auf der anderen eingefasste Dreieck als ein großer ähnlich gestalteter Keil dar, dessen Basis die Ostalpen sind, dessen Spitzenwinkel 90° ist und auf der vulkanischen Rhön liegt. Als die nach S demgemäß dreieckig zugespitzte Gegenscholle fasse ich Rheinisches Schiefergebirge—Ardennen—Vogesen auf, an deren Spitze der Kaiserstuhl liegt.

Bei einer solchen Gruppierung der Massive zueinander ist der diese großen Schollen trennende Rheintalgraben als Blatt- oder Scherklufft am einfachsten verständlich. Wie solche Drucksprünge setzt er dort an, wo die erzeugende Kraft auf Hindernisse stieß und sich die Spannung daher als Zerreißung äußern mußte; er liegt tangential zum Schweizer Jurabogen, was auf jeder Karte Deutschlands hervortritt, wenn man die als bedeutungsvolle Stellen soben charakterisierten Vulkane Rhön- und Kaiserstuhl verbindet.

Da wird man mir einwenden: Wie kommen Sie dazu gerade diese Linie zu nehmen und damit den Odenwald der Mittlrheinischen Scholle zuzuweisen? Gehören Schwarzwald und Erzgebirge zusammen, woran kaum zu zweifeln ist, so ist in dem alten varistischen Gebirge der Odenwald ein Stück der kristallinen Basis des Rheinischen Schiefergebirges. Die Wichtigkeit der Kraichgau-Zaberner Bucht-Senke tritt dadurch erst in ihrem vollen Werte heraus und erklärt deren stete Wiederbelebung. Übrigens haben

schon andere Forscher in den oberrheinischen Gebirgen die „Zentralmassive“ der karbonischen mitteldeutschen Alpen sehen wollen. Zweitens biegt der badische Rheintalsprung am Nordende des Schwarzwaldes in den Kraichgau aus. Der Kaiserstuhl, der Basalt von Sinsheim und der Katzenbuckel bezeichnen seinen Verlauf. Drittens gehören Odenwald und Pfalz im Zechstein, in der Trias, im Jura und im Oligocän enger zusammen, als Odenwald und Schwarzwald. Viertens darf man sich nicht irre machen lassen durch die heutige Form des Rheintalgrabens, da in ihm sich ältere Fugen ebenfalls ausprägen, wodurch die Südostgrenze der Vogesen und die Freiburger Bucht entstanden, nämlich durch Betonung der alten varistischen Strukturlinien. So sitzt der Odenwald als ein Keil zwischen dem sich im Kraichgau zerfasernden eigentlichen Rheintalsprung und dem viel älteren Bruche seiner Westseite. Oft beobachteten wir ein Ablösen des einen Sprunges durch den anderen, wie in diesem Falle, wo mit dem Schwächerwerden des Rheintalrisses die Bergstraßenspalte an Verschiebungsbetrag zunimmt und nach den Heidelberger und Darmstädter Bohrungen auch im Diluvium in Bewegung blieb. Gerade dadurch entwickelt sich der nach S zugespitzte Odenwaldkeil mit seiner kristallinen Westseite und seiner zerbrochenen Sandsteindecke im Osten. Daß der Rheintalsprung längs des Schwarzwaldfußes von Riegel am Kaiserstuhl bis Baden-Oos die Hauptspalte darstellt, geht sowohl aus ihrem einheitlich geraden Verlaufe, als auch daraus hervor, daß in diesem Abschnitte bereits die postgranitischen langen Granitporphyrgänge, ferner die breiten Ruschelzonen im Granit (Bl. Bühlertal) diese Orientierung in ausgesprochenem Maße besitzen. Daß an dem südlichen Ende dieses Sprunges der Kaiserstuhl, am nördlichen der Katzenbuckel sich entfaltet, habe ich anderswo betont. In der Freiburger Bucht quert den Rheintalsprung die herzynische Grabenzone des Bodensees und bedingt die Unregelmäßigkeit, die dieser Einbruch andeutet. Nach meiner Meinung ist der Schweizer Jura aus der südlichen Fortsetzung des Oberrheinischen Grabens hochgepreßt, zum mindesten an dessen Westseite gestaut, so daß der klaffende Riß bereits mit seiner südlichen Fortsetzung in der Jurazeit existiert und die Sedimente gefangen hätte. Er wäre dann im Alttertiär immer weiter nach N verlängert und vom Miocän an voll ausgebildet worden, als durch den alpinen Druck die ihn flankierenden Massive hochstiegen. Ich betone nochmals, daß seine Gestalt im

einzelnen von der Struktur der letzten abhängt und damit sowohl seine Biegungen bei Straßburg und Heidelberg, als auch die seitlichen Erweiterungen bei Freiburg, Zabern und im Kraichgau genetisch zusammenhängen. Seine Tiefe ist bedeutend, oft gegen 1500 m, also mit etwa 1000 m unter den Meeresspiegel hinabreichend und ein Beweis für die Bedeutung dieser Scherkluft in dem Bau Mitteleuropas. An seiner Kreuzung mit dem Taunusabbruche hat sich der Vogelsberg aufgetürmt, längs seiner Fortsetzung nach N im hessischen Graben drängen die Basaltmassen des Habichtswaldes, Meißner u. a. m. auf. Wir haben ähnliche, nur nicht so bedeutende Scherklüfte gleicher Richtung im Saônetal und im Churer Rheintal und in beiden Fällen auf deren Nordenden, also am entferntesten Punkte des alpinen Faltdruckes und an Stellen der Kreuzung mit varistischen Strukturlinien vulkanische junge Durchbrüche, nämlich im Ries und in den Nephelinbasalten der Westvogesen (Epinal—Reimiremont).

So beobachten wir, daß immer wieder die alten grundlegenden Elemente in der Tektonik Mitteleuropas heraustreten. Alle Hauptfugen und Linien sind seit alter Zeit vorhanden; die charakteristischen Züge sind im Unterkarbon, vielleicht sogar schon früher dem Antlitze Mitteleuropas eingeprägt. Je nach der Druckrichtung oder nach der Dicke der in den Mulden angehäuften Sedimente, nach dem Widerstande älterer isolierter Schollen wurde bald diese, bald jene Einzelheit in jüngerer Zeit wieder belebt.

[Manuskript eingegangen am 9. Januar 1920.]

2. Zur Stratigraphie des Sauerländischen Oberdevons.

Von Herrn WERNER PAECKELMANN.

Elberfeld, den 24. Mai 1920.

In einer Studie „Über die Ausbildung des Oberdevons in der Umrandung des Siegerländer Blockes“¹⁾ hat R. WEDEKIND seine Anschauungen über die Stratigraphie des rechtsrheinischen Oberdevons zu palaeogeographischen Erörterungen benutzt.

Es soll nicht verkannt werden, daß derartige Erörterungen von Nutzen sein können. Wenn bisher nur wenige Forscher sich mit der Palaeogeographie des Rheinischen Palaeozoikums beschäftigt haben, so liegt das wohl an der Einsicht der großen Mehrzahl der Autoren, daß die Grundlagen für speziellere derartige Erörterungen in den meisten Fällen noch zu wenig gesichert sind.

WEDEKIND hat das Sauerländische Oberdevon in eine Reihe von Stufen und Zonen gegliedert. Diese Gliederung ist bisher fast unwidersprochen geblieben, so daß WEDEKIND heute die Anschauung vertritt, daß er durch seine Gliederung eine sichere Grundlage gewonnen habe, und daß die abweichenden älteren und neueren Beobachtungen anderer Forscher „von der gewonnenen sicheren Grundlage aus zu überprüfen sind“.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Arbeiten WEDEKINDS von großer Bedeutung für die Stratigraphie des Oberdevons geworden sind, und daß durch sie die neueren Forschungen im Rheinischen und außerrheinischen Oberdevon auf eine gute neue Basis gestellt wurden. Es läßt sich auch schon jetzt mit Sicherheit erkennen, daß einigen der WEDEKINDSchen Zonen tatsächlich eine größere Selbständigkeit und eine weite Verbreitung zukommt.

Andererseits muß aber beachtet werden, daß die „sicheren Grundlagen“ WEDEKINDS zunächst nur von ihm und seinem Schüler SCHINDEWOLF gewonnen wurden. Es ist meines Erachtens recht schwerwiegend, wenn Forscher, die viele Jahre hindurch in einem Gebiet gearbeitet haben, wie z. B. HENKE in der Attendorner Mulde, zu ganz anderen

¹⁾ Nachrichten von der Kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, math.-phys. Klasse. 1919, Heft 3.

Resultaten kommen, als R. WEDEKIND. Letzten Endes werden wir doch von der Spezialkartierung gesichereere Ergebnisse erwarten können, als von der mehrfachen Begehung und Durcharbeitung einzelner Parade-Profile.

Ich habe mich bereits kürzlich an anderer Stelle²⁾ ausführlicher gegen die Anschauungen WEDEKINDS von einer „Transgression des Fossley“ ausgesprochen. Begehungen, die ich neuerdings gemeinsam mit Herrn HERMANN SCHMIDT, der im vergangenen Jahr das Oberdevon von Warstein bearbeitet hat, im Sauerlande machen konnte, haben mich überzeugt, daß auch in der Heimat der WEDEKINDSchen Zonengliederung noch viele Rätsel zu lösen sind, und daß seine Oberdevon-Stratigraphie noch keineswegs auf sicheren Füßen steht, vor allem nicht, was seine Stufen IV, V und VI anbetrifft. Herr SCHMIDT wird das reiche gewonnene Material, das neuerdings von alten und neuen Fundpunkten des Sauerlandes vorliegt, bearbeiten; es läßt sich schon jetzt übersehen, daß durch diese Bearbeitung die Oberdevongliederung WEDEKINDS sehr wesentliche Änderungen erfahren wird. Ich glaube erkennen zu können, daß auch im eigentlichen Arbeitsgebiet WEDEKINDS eine Transgression des „Fossley“ nicht zu beweisen sein wird, daß vielmehr der „Fossley“ nur eine bestimmte Fazies darstellt und Cephalopodenkalke vertreten kann. In dieser Hinsicht ist von großer Bedeutung das Profil im Eisenbahneinschnitt auf dem linken Hönneufer gegenüber der Rödinghäuser Papierfabrik (Blatt Balve); es gelang H. SCHMIDT dort über dem typisch entwickelten und von WEDEKIND ausdrücklich als solchen anerkannten „Fossley“, der sich hier ebenso wie z. B. bei Letmathe oder Barmen in eine kalkärmere Tiefzone (toc) und eine kalkreiche Oberzone (ton) gliedert, Schiefer mit Platyclymenien der *Annulata*-Gruppe (also Clymenien der Stufe IV WEDEKINDS) nachzuweisen. Unter dem „Fossley“ liegen dunkle Schiefer mit der Fauna von Nehden (Stufe II WEDEKINDS); für den „Fossley“, der ungestört lagert, dürfte daher das Alter der jüngeren Enkebergkalke (Stufe III WEDEKINDS) anzunehmen sein; auf keinen Fall aber transgrediert hier der „Fossley“ über den *Annulata*-Schichten, wie es der WEDEKINDSchen Anschauung entspräche. Die *Annulata*-Schichten haben nach den Untersuchungen A. DENCKMANNS und R. WEDEKINDS

²⁾ Oberdevon und Unterkarbon der Gegend von Barmen. Jahrb. der Geol. Landesanst., 1920. Im Druck.

zweifelloos eine hohe stratigraphische Bedeutung, doch dürfte ihnen wohl kaum mehr als der Rang einer Zone zugesprochen werden können.

Im Hönneprofil liegen über den *Annulata*-Schichten die „Wocklumer Kalke“ A. DENCKMANNS mit reicher Fauna, in der Wocklumerien, *Cymaclymenia striata*, *Laevigites* und *Oxyclymenien* vorherrschen. HERMANN SCHMIDT gelang es, hier und an zahlreichen anderen Stellen nachzuweisen, daß die Fauna der Wocklumer Kalke kaum wesentlich von der des Dasberger Kalkes unterschieden ist, und ich selbst konnte mich u. a. mehrfach von dem Vorhandensein von *Laevigites* im Wocklumer Kalk überzeugen; wichtig ist auch die petrographische Gleichartigkeit beider Kalke. Eine Zusammenziehung der Stufen V und VI WEDEKINDS wird sich voraussichtlich aus den Untersuchungen H. SCHMIDTS ergeben.

Die ganz allmähliche Entwicklung des „Fossley“ aus dunklen, grauen und schwärzlichen Schiefern und Kalkknotenschiefern ist im rechten Hönneprofil³⁾ prachtvoll zu beobachten; jeder unbefangene Geologe wird dort vergeblich nach dem geringsten Hinweis auf eine Transgression des „Fossley“ suchen.

Auf S. 445 seiner genannten Arbeit geht WEDEKIND auf das Oberdevon des Bergischen Landes ein und behauptet, daß die bei Barmen im Oberen Oberdevon auftretenden roten Cypridinen- und Kalkknotenschiefer älter seien als sein Sauerländischer „Fossley“; WEDEKIND schließt das vor allem aus der Clymenien-Fauna, die in roten Mergelschiefern des Horizontes der Oberen Cypridinen-schiefer im Üllendahl bei Elberfeld gefunden wurde⁴⁾. Ich bin auf die Frage der Stellung dieser Clymenien-Mergel bereits kürzlich eingegangen, so daß ich mich hier nicht wiederholen möchte; doch erscheint es mir wichtig, nochmals darauf hinzuweisen, daß Clymenien der *Laevigata*-Gruppe im Wocklumer Kalk des Sauerlandes keineswegs zu den Seltenheiten gehören, daß außerdem eine als *Clymenia ornata* zu bestimmende Form aus dem Üllendahl ebenfalls im Wocklumer Kalk bei Balve auftritt.

Wie sehr der Begriff der „roten Randschiefer“, den WEDEKIND aufstellen zu müssen glaubt, um sich im Bergischen aus der „Fossley“-Klemme zu ziehen, hinfällig ist,

³⁾ Vgl. WEDEKIND, Über Transgressionen im Oberdevon. Jahresb. d. Niedersächs. geol. Vereins, 1914, S. 38 ff.

⁴⁾ Vgl. PAECKELMANN, Das Oberdevon des Bergischen Landes. Abh. Geol. Landesanst., N. F., Heft 70, S. 134.

ergibt sich — ganz abgesehen von der Frage des Alters der Horizonte der Roten und Grünen Cypridinschiefer und Kalkknotenschiefer — daraus, daß es rote Schiefer im Unteren Oberdevon des Bergischen überhaupt nicht gibt, daß auch von solchen von mir niemals gesprochen worden ist. Die ersten roten Schiefer treten vielmehr als geringmächtige Zwischenlagen in sandigen grauen Cypridinschiefern (togt) unmittelbar unter dem Plattensandstein (tog) auf. An der gleichen Stelle im Profil finden wir die ersten (stets untergeordneten) roten Schieferlagen bei Letmathe; noch weiter östlich, im Profil am westlichen Talgehänge nördlich Riemke (Blatt Iserlohn), wo der Plattensandstein ausklingt, aber noch deutlich (auch morphologisch) nachzuweisen ist, findet man ebenfalls dicht unter ihm in dunklen Schiefeln⁵⁾ ein Paket roter Kalkknotenschiefer. Ganz ähnliche Verhältnisse herrschen in den Profilen zu beiden Seiten der Hönne, nur daß in ihnen der Plattensandstein fast völlig durch dunkle Schiefer ersetzt ist; diese dunklen Schiefer, Kalkknotenschiefer, Kalkknollenschiefer und Knotenkalke des Hönnetales, soweit sie dem höheren Oberdevon^{5a)} angehören, werden durch ein rotes Paket in eine mächtigere Tiefzone und in eine jüngere Zone von geringerer Mächtigkeit gegliedert. Die Tiefzone entspricht (auch petrographisch) den Horizonten togt und toz der Gegend von Iserlohn und den Unteren Cypridinschiefern der Barmer Gegend; die Schichten zwischen dem Rotschieferpaket und dem „Fossley“ sind dem Horizont des Plattensandsteins gleichzusetzen; im Hönnetale werden demnach Schiefer, westlich davon Sandsteine von dem unteren, schiefrigen Teil (toc) des „Fossley“ überlagert; darin liegt der einzige wesentliche Unterschied in den Profilen des höheren Oberdevons (abgesehen von den Wocklumer Schichten) der Gegend von Barmen, Letmathe und des Hönnetales. Irgendwelche streichenden Störungen oder Transgressionen in diesen Profilen anzunehmen, liegt keine Veranlassung vor; die tatsächlichen Beobachtungen sprechen vielmehr mit aller Deutlichkeit dagegen.

Soweit kann ich aus eigener Anschauung über die Fossleyfrage urteilen. Nachdem also WEDEKIND (a. a. O.)

⁵⁾ = toz der Geologischen Karte, aber mit togt von Letmathe gleichzustellen; nur die tieferen, kalkreicheren Schichten der Wasserrisse bei Riemke entsprechen den Horizonten der Schwarzen und Grauen Schiefer (toz₁ und toz₂) von Letmathe.

^{5a)} Unterhalb des „Fossleys“.

die Horizonte der Roten und Grünen Cypridenschiefer und Kalkknotenschiefer des Bergischen, ferner (a. a. O. 1914, S. 43) auch „ton₁“ von Iserlohn nicht mehr als „Fossley“ bezeichnen konnte, ist auch sein „toh“ (a. a. O. 1914, S. 41) von Blatt Balve auszunehmen; da auch der „Fossley“ von Padberg über Nehdener Schiefern liegt, bleibt anscheinend überhaupt nichts mehr für den „Fossley“ im Sinne der stratigraphischen Definition WEDEKINDS (a. a. O. 1919, S. 445) übrig; es scheint im Sauerlande und im Bergischen keine roten und grünen Schiefer, Kalkknotenschiefer und Knotenkalke von erheblicherer Mächtigkeit zu geben, die jünger sind als die *Annulata*-Schichten; nur die stets geringmächtigen roten Einlagerungen in „tow“ der Gegend von Letmathe und die roten Clymenien-Mergel des Üllendahls bei Elberfeld sind jünger, aber auch rein petrographisch etwas ganz anderes, als WEDEKINDS „Fossley“.

Die Attendorner Mulde kenne ich nur durch einige Exkursionen, die zu weit zurückliegen, als daß ich mir selbst ein Urteil über die dortigen Verhältnisse bilden könnte. Herr WEDEKIND wird das nach der einen Exkursion, die er westlich der Lenne machte, ebenso wenig können; wir werden vielmehr Herrn HENKE die Stellungnahme zu der angeschnittenen Frage zunächst überlassen müssen.

Auch über das Dillgebiet will ich mit einem Urteil zurückhalten; jedenfalls ist aus der von WEDEKIND erwähnten Tatsache, daß „in der näheren Umgebung von Bicken Cephalopodenkalke einerseits und Rotschiefer nebst den oberen Sandsteinen anderseits in einem engbegrenzten Gebiete zusammen auftreten und infolgedessen altersverschieden sein müssen“, das Alter der Rotschiefer meines Erachtens noch keineswegs bestimmt⁶⁾; daß diese Rotschiefer dem „Fossley“ des Sauerlandes entsprechen, oder daß sie gar über den Cephalopodenkalcken transgredieren, ist durch die Angaben WEDEKINDS durchaus noch nicht erwiesen.

Was weiter die Frage der Kulm-Transgression anbetrifft, die WEDEKIND zu seinen palaeogeographischen Betrachtungen heranzieht, so werden auch da noch mancherlei Änderungen in der Auffassung zu erwarten sein.

Nach den Untersuchungen von A. DENCKMANN und neuerdings von H. SCHMIDT bei Warstein, nach den An-

⁶⁾ Vgl. WEDEKIND, Über die Ausbildung des Oberdevons a. a. O., S. 437.

schauungen HENKES über die Seiler-Fazies und nach Beobachtungen, die H. SCHMIDT und ich kürzlich im Sauerlande machten, scheint es, daß die Transgression des Unterkarbons, die bei Belecke nördlich Warstein sehr scharf hervortritt, auch in der Gegend von Balve, Oese und im Seilergebiet noch zu erkennen ist, weiter nach W aber schnell ausklingt, so daß schon bei Letmathe die Oberdevon-Kulmprofile vollständig sein dürften. Überall, wo bisher die Transgression des Unterkarbons im östlichen Sauerlande nachgewiesen zu sein scheint, beginnt das Karbon mit glimmerreichen Sandsteinen bzw. mit Schiefern über oberdevonischen Cephalopodenkalken; zwischen diesen Sandsteinen bzw. Schiefern und den „Liegenden Alaunschiefern“ des Kulms sind dann weithin eine Kalkbank oder einige Kalkknollenlagen zu verfolgen, die von DENCKMANN bereits mehrfach (als zu den obersten Wocklumer Schichten gehörig) erwähnt wurden⁷⁾. Diese Kalke sind petrographisch überaus charakteristisch entwickelt, dicht, frisch von blauer, angewittert von gelblich-brauner Farbe; sie führen eine sehr bezeichnende, vor allem aus Proetiden (*Cyrtosymbole*) und Brancoceraten bestehende Fauna, die nach den Untersuchungen H. SCHMIDTS bei Warstein auf ein Alter an der Grenze Oberdevon—Unterkarbon, also Étroeungt, hinweist. Über diesen Étroeungtkalken folgt, völlig konkordant, die normale Kulmserie; ein Hiatus zwischen dem Étroeungt und den jüngeren Kulmsedimenten dürfte nicht vorhanden sein.

Während bei Warstein der Kulm mit der Étroeungt-Basis über z. T. steil aufgerichteten Adorfer Kalken transgrediert, mit deutlich hervortretender Winkeldiskordanz, scheint schon in der Gegend von Balve die Schichtenlücke zwischen Oberdevon (Wocklumer bzw. Dasberger Kalke) und Étroeungt⁸⁾ nur noch eine ganz geringe zu sein; eine Winkeldiskordanz ist nicht mehr nachweisbar.

So selbstverständlich an sich bei den offenbar sehr wechselvollen Verhältnissen des Oberdevonmeeres im Rheinischen Schiefergebirge lokale Schichtlücken in den verschiedenen Profilen des Sauerlandes denkbar sind, allein schon weil Meeresströmungen Sedimentationsunterbrechun-

⁷⁾ Jahrb. d. Geol. Landesanst., 1902, S. 577, 581.

⁸⁾ Zum Étroeungt dürften u. a. gehören die hangenden Sandsteine mit darüber lagerndem Proetiden-Kalk bei Albringen, die Schiefer mit darüber liegenden Proetiden-Knollenkalken im linken Hönneprofil, bei Riemke, Oese usw.

gen hervorgerufen haben können, so zwingen uns doch die tatsächlichen Beobachtungen, den großen und weitgehenden Transgressionen, wie sie WEDEKIND sich denkt, erhebliche Zweifel entgegenzubringen; die Grundlagen zur Annahme der Transgressionen (im Sinne WEDEKINDS) können keineswegs als gesichert gelten; die Folgerungen, die WEDEKIND aus der Annahme dieser Transgressionen und großen Schichtlücken gemacht hat, sind weit verfrüht.

Wir sind — vor allem dank der palaeontologischen Arbeiten, dank der Enkeberg- und Martenberg-Arbeit WEDEKINDS — auf dem besten Wege, einer Klärung der Oberdevonstratigraphie, die von DENCKMANN so erfolgreich begonnen wurde, näher zu kommen; vorläufig reicht aber unsere Erkenntnis noch nicht aus, um Folgerungen so allgemeiner Art (z. B. Praefossleyfaltung, oberdevonische Verwerfungen u. dgl.) Raum zu geben, wie WEDEKIND es tut. Die Gedanken, die der genannte Forscher jüngst publiziert hat, sind meines Erachtens zunächst lediglich geeignet, ihm persönlich als Arbeitshypothese zu dienen.

Neueingänge der Bibliothek.

- KAISER, E.: Bericht über geologische Studien während des Krieges in Südwestafrika. Abhandl. der Gießener Hochschulgesellschaft. Gießen 1920.
- KLETT, B.: Aus der Conchylienfauna der diluvialen und alluvialen Schwemmlandbildungen der Umgebung von Mühlhausen i. Th. S.-A. aus: Nachrichtenblatt der deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, H. 3, 1917. Schwanheim 1919.
- Die Conchylienfauna diluvialer und alluvialer Ablagerungen in der Umgebung von Mühlhausen i. Th. Teil I, II u. III. S.-A. aus: Wie vor. Heft 2, 3 u. 4, 1919. Schwanheim 1919.
- KOCH, E. u. GRIPP, K.: Zur Stratigraphie des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland. S.-A. aus: Jahrbuch der Hamburgischen wissenschaftl. Anstalten, 36, 1918. Hamburg 1919.
- KRANZ, W.: Zur Entstehung der Ozeane nach A. WEGENER. Naturwissenschaftl. Wochenschrift, N. F. Bd. 19, d. g. Reihe 35. Bd., Nr. 3. Jena 1920.
- Nachweis neuzeitlicher relativer Senkungen in Bayern. Naturw. Wochenschrift, N. F. 19. Bd., d. ganzen Reihe 35. Bd., Nr. 18. Jena 1920.
- KRUSCH, P.: Die bergwirtschaftlichen Kampfmittel der beiden Mächtegruppen im Weltkriege. Glückauf, Berg- u. Hüttenmännische Zeitschrift, Jahrg. 56, Nr. 20. Essen 1920.
- KUKUK, P.: Die Ausbildung der Gasflammkohlengruppe in der Lippemulde. Bochum 1920.
- LEIVISKÄ, J.: Der Salyausselkä. Helsinki 1920.
- MERRILL, G. P.: The Cumberland Falls, Whitley County, Kentucky, Meteorite. S.-A. aus: Proceedings of the United States National Museum, 57. Washington 1920.
- NAUMANN, E. u. A. MESTWERDT: Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland. S.-A. aus: Jahrbuch der Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1919, Bd. 40, Teil I, H. 1. Berlin 1919.
- DE OLIVEIRA, E. P.: Regiões carboníferas dos Estados do Sul. Rio de Janeiro 1918.
- PENCK, W.: Der Südrand der Puna de Atacama (NW-Argentinien). Ein Beitrag zur Kenntnis des andinen Gebirgstypus und zu der Frage der Gebirgsbildung. Nr. I des 37. Bandes der Abhandlungen der Mathematisch-Physikalischen Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften. Leipzig 1920.
- PHILIPP, H.: Kriegsgeologie. S.-A. aus: Die Technik im Weltkriege. Berlin 1920.
- Die Entwicklung der Kriegsgeologie. S.-A. aus: Technik und Wehrmacht, 1919, H. 7/8. Berlin 1919.
- Angewandte Geologie und ihre Stellung im Hochschulunterricht. S.-A. aus: Aus der Natur. Zeitschr. f. d. naturwissenschaftl. Unterricht. 1919. Leipzig 1919.
- Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur. Mit Beiträgen von FR. HAFFERL. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. Beil.-Bd. 43. Stuttgart 1920.

- PIETZKE, H.: Die tertiären Bildungen von Guben und Umgebung. S.-A. aus: Niederlausitzer Mitteilungen, Bd. XI. Guben.
- QUAAS, A.: Zu A. WICHMANN'S Aufsatz: Über Geschiebe von Ardennengesteinen im niederländischen Diluvium. Eine Abwehr und Richtigstellung. S.-A. aus: Zentralbl. Min. Jahrg. 1920, Nr. 13/14. Stuttgart 1920.
- RECK, H.: Physiographische Studie über vulkanische Bomben. Mit 15 Lichtdrucktafeln. Ergänzungsband zur Zeitschrift für Vulkanologie 1914/15. Hamburg 1915.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Mineralogische Beobachtungen in den Kupfer-, Blei-, Zink- und Vanadium-Lagerstätten des Otavi-berglandes, Deutschsüdwestafrika. III.: Paramorphosen von rhombischem Kupferglanz nach regulärem Cu_2S in den sulfidischen Erzen der Tsumebmine und ihre Bedeutung als geologisches Thermometer. — IV.: Vergleichende Strukturstudien bei der Verdrängung von Buntkupferkies durch Kupferglanz in den sulfidischen Erzen der Tsumebmine und in amerikanischen Kupfererzen. — S.-A. aus: Senckenbergiana, Bd. II, H. 1 u. 2. Frankfurt a. M. 1920.
- Die mikroskopische Untersuchung undurchlässiger Mineralien und Erze in auffallendem Licht und ihre Bedeutung für Mineralogie und Lagerstättenkunde. S.-A. aus: Neues Jahrbuch Min., Beil.-Bd. 48. Stuttgart 1920.
- STRASSER, R. u. A. WURM: Beobachtungen über die Diluvialablagerungen von Eberbach am Neckar. Das Alter der Tone. S.-A. aus: Jahresberichte u. Mitteilungen des Oberrhein. Geolog. Vereins, N. F. Bd. IV, H. 1. Karlsruhe 1914.
- STUTZER, O.: Paralische und limnische Kohlenlager. S.-A. aus: Braunkohle 1920, Nr. 5. Halle 1920.
- Fossile Holzkohle. S.-A. wie vor Nr. 7.
- Kohlenasche. Eine geologische Skizze. S.-A. aus: Metall u. Erz, XVII (N. F. VIII). Jahrg. 1920, H. 6. Halle 1920.
- Die MAUCHERSche Bildungsreihe der Mineralien. S.-A. aus: Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jahrg. 28, 1920, H. 1. Halle 1920.
- SHANNON, E. V.: Petrography of some lamprophyric Dike Rocks of the Coeur d'Alene Mining District, Idaho. S.-A. aus: Proceedings of the United States National Museum. 57. Washington 1920.
- Diabantite, Stilpnomelane and Chalcodite of the trap quarries of Westfield, Massachusetts. S.-A. wie vor.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläontologie des deutschen Oberdevons. S.-A. aus: Senckenbergiana, Bd. II, H. 3/4. Frankfurt a. M. 1920.
- über die Siphonalbildungen der Ammonoidea. S.-A. aus: Sitzungsberichte der Gesellschaft zur Förderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg, Nr. 2. Marburg 1920.
- Über das Oberdevon von Gattendorf bei Hof a. S. S.-A. aus: Diese Zeitschrift, Bd. 68, Jahrg. 1916, Mon.-Ber. 1/3. Jena 1916.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

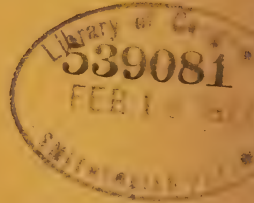
Nr. 4/5.

73. Band.

1921.

Berlin 1921.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.



INHALT.

	Seite
Protokoll der Sitzung am 6. April 1921	49
<i>Vorträge:</i>	
STILLE, H.: Studien über Transgressionen (Titel) . . .	50
HAACK, W.: Über die unterneokome Störungsphase im westlichen Osning. (Mit 6 Textfiguren)	50
Protokoll der Sitzung am 4. Mai 1921	68
<i>Vorträge:</i>	
KOEHNE, W.: Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern	69
SCHLOSSMACHER: Projektionen einiger Erzanschliffe mit dem metallographischen Mikroskop (Titel) . . .	76
<i>Briefliche Mitteilungen:</i>	
BALLERSTEDT, MAX: Zwei große, zweizehige Fährten hochbeiniger Bipedes aus dem Wealdensandstein bei Bückeburg. (Mit 10 Textfiguren)	76
Neueingänge der Bibliothek	92

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1921

Vorsitzender:	Herr POMPECKJ	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	„ RAUFF	„	JANENSCH
Vorsitzende:	„ BÜCKING-Heidelberg	„	SCHNEIDER
Schatzmeister:	„ PICARD	„	LEUCHS-München
Archivar:	„ DIENST		

Beirat für das Jahr 1921

Die Herren: BERGEAT-Königsberg, HEIM-Zürich, KRUSCH-Berlin, MADSEN-Kopenhagen, STILLE-Göttingen, Frh. STROMER v. REICHENBACH-München, TIETZE-Wien, O. WILCKENS-Bonn, WICHMANN-Utrecht.

Max Weg · Leipzig · Königstr. 3

Spezialbuchhandlung u. Antiquariat für geologische palaeontologische und mineralogische Literatur

Außerordentlich reichhaltiges Lager von bedeutenden Zeitschriften, Bibliotheks-
werken, Monographien, geologischen Karten, Separaten und Ausschnitten
in ganz besonders großer Anzahl aus den Bibliotheken der Herren:

Prof. Arzruni-Aachen, Prof. Beck-Freiburg, Prof. G. Berendt-Berlin, Prof. Marcel-Bertrand-Paris, Prof. Beushausen-Berlin, Prof. Beyrich-Berlin, Prof. Bombicci-Bologna, Dr. J. G. Bornemann-Eisenach, Prof. Branca-Berlin, Dr. A. Brezina-Wien, Prof. Bücking-Strasbourg, Prof. Chelius-Darmstadt, Prof. Dewalque-Lüttich, Prof. Th. Ebert-Berlin, Prof. Engelhardt-Dresden, Dr. Ewald-Berlin, Prof. Theob. Fischer-Marburg, Prof. Forir-Liège, Prof. Freih. v. Fritsch-Halle, Prof. Futterer-Karlsruhe, Prof. Gerland-Strasbourg, Prof. W. Gümbel-München, Prof. Haas-Kiel, Prof. Hauchecorne-Berlin, Dr. Karrer-Wien, Prof. Kinkelin-Frankfurt, Prof. O. Klein-Berlin, Prof. Kloos-Braunschweig, Prof. Koken-Tübingen, Prof. v. Koenen-Göttingen, Prof. de Koninck-Liège, Prof. Krümmel-Marburg, Prof. Liebe-Gera, Prof. Lossen-Berlin, Prof. O. Lueddecke-Halle, Dr. von der Marck-Hamm, Phil. Mathéron-Marseille, Prof. Mylius-München, Prof. M. Neumayr-Wien, Dr. C. Ochsenius-Marburg, Prof. W. Pabst-Gotha, Dr. A. Plagemann-Hamburg, Bergrat Posepny-Wien, Prof. J. J. Rein-Bonn, Dr. Wilhelm Reiss-Könitz, Prof. F. Roemer-Breslau, Prof. J. Roth-Berlin, Prof. Rudolph-Strasbourg, Prof. F. Sandberger-Würzburg, Prof. E. Schellwien-Königsberg, Prof. C. Schlüter-Bonn, Prof. Schrauf-Wien, Prof. A. Steizner-Freiburg, Dr. v. Strombeck-Braunschweig, Dr. Struckmann-Hannover, Prof. J. Strüver-Rom, Prof. Teller-Wien, Prof. Tenne-Berlin, Prof. Tietze-Wien, Prof. Torell-Stockholm, Prof. Toulia-Wien, Prof. V. Uhlig-Wien, Prof. G. H. F. Ulrich-Dunedin, Prof. W. Waagen-Wien, Prof. Wahnschaffe-Berlin, Prof. E. Weiss-Berlin, Prof. v. Zepharovitch-Prag, Prof. Zirkel-Leipzig.

Von den hierüber herausgegebenen Katalogen stehen noch zur Verfügung:

Nr. 134. *Geologie Deutschlands* 5832 Nummern — Nr. 128. *Mineralogie* 4800 Nummern —
Nr. 139. *Mineralogie und Petrographie* — Nr. 146. *Dynamische Geologie* 9129 Nummern —
Nr. 150. *Geologie der Alpen* 6299 Nummern — Nr. 164. *Mollusca* 5212 Nummern — Nr. 166.
Vertebrata recentia et fossilia 6300 Nummern — Nr. 158. *Palaeontologie* 2800 Nummern —
Nr. 118. *Das Mesozoicum* 3300 Nummern — Nr. 106. *Geologie Frankreichs und Spaniens*
2366 Nummern — Nr. 126. *Geologie Skandinaviens*

Verzeichnisse geologischer Karten auf Wunsch zu Diensten

**Schnelle und günstige Beschaffung aller
Neuerscheinungen des In- und Auslandes**



Fortsetzung siehe dritte Umschlagseite!



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 4/5.

1921.

Protokoll der Sitzung am 6. April 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende gibt das Ableben des Herrn J. CORDES in Herten i. W. bekannt. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als neue Mitglieder werden aufgenommen:

Herr Dr. W. KLÜPFEL in Bückeburg, vorgeschlagen von den Herren BÖHM, DIENST und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider WALTER LENNEMANN in Karnap, Zeche Mathias Stinnes, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr Markscheider JOSEF MEYER in Cassel, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr Markscheider REITER in Hindenburg (O.-S.), Donnersmarckhütte, vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, MICHAEL und BÄRTLING.

Herr Bankassistent EMIL KOFOED in Odense (Dänemark), Handelsbanken, vorgeschlagen von den Herren HUTH, GOTHAN und HÖRICH.

Oberbergamt Breslau, vorgeschlagen von den Herren SCHMEISSER, KRUSCH und FLEGEL.

Herr Dr. FR. DAHLGARIN, Assessor am geol.-pal. Institut, Göttingen,

Herr GEORG BRINCKMEYER, cand. geol., Göttingen, vorgeschlagen von den Herren STILLE, DIETZ sen. und DIETZ jun.

Herr Dr. K. JAKUBOWSKI, Berlin W 50, Tauentzienstr. 19 a, vorgeschlagen von den Herren STILLE, BECK und SCHRIEL.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangene Literatur vor.

Herr H. STILLE spricht über „Studien über Transgressionen“.

An der Aussprache beteiligen sich die Herren POMPECKJ, FLIEGEL und der Vortragende.

Herr W. HAACK spricht

„Über die unterneokome Störungsphase im westlichen Osning“.

(Mit 6 Textfiguren.)

STILLE verdanken wir die Erkenntnis, daß die einzelnen Teile des Teutoburger Waldes eine verschiedenartige Geschichte haben. Er hat dies zuletzt¹⁾ mit folgenden Worten ausgedrückt:

„Das Eggegebirge ist ein Gebiet der vorherrschend vorkretazeischen („kimmerischen“) Faltung. Die Kreide ist von posthunen Faltungen wenig betroffen, liegt deshalb flach und bildet somit das breite Gebirge.

Der Lippische Wald ist ein Gebiet starker vorkretazeischer und wenigstens in seiner Randzone auch starker postkretazeischer Faltung.

Der Osning ist ein Gebiet vorherrschend postkretazeischer Faltung, während die vorkretazeische Faltung hier wenig angedeutet ist. Dementsprechend ist die Kreide, wenigstens soweit sie für den Bau des Gebirges in Betracht kommt, steil aufgerichtet und streicht somit in einem schmalen Bande, den schmalen Bergzug bildend, aus.“

Im westlichen Osning, und zwar wenigstens auf der Strecke Hilter-Lengerich findet sich aber insofern eine gewisse Abweichung, als der starken postkretazeischen Faltung hier doch eine nicht ganz unbedeutende ältere und dieser wiederum eine noch frühere, wenn auch viel schwächere, vorausgehen, die beide der kimmerischen Faltung als Unterphasen zuzurechnen sind. Bereits 1908 machte

¹⁾ H. STILLE, Führer zu einer viertägigen Exkursion in den Teutoburger Wald. Führer zu den Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft im August 1920. Den Teilnehmern an der 59. Hauptversammlung in Hannover überreicht vom Niedersächsischen geologischen Verein. Hannover 1920. Schon einmal gedruckt für 1914. S. 90. Skizze S. 91.

ich darauf aufmerksam²⁾, daß der Osning-Sandstein südlich und südöstlich des Hügels diskordant auf verschiedenen Gliedern des Oberen Jura und des Wealden auflagere und sprach die Vermutung aus, daß es sich hier möglicherweise um frühkretazeische Störungen handle, also um ähnliche

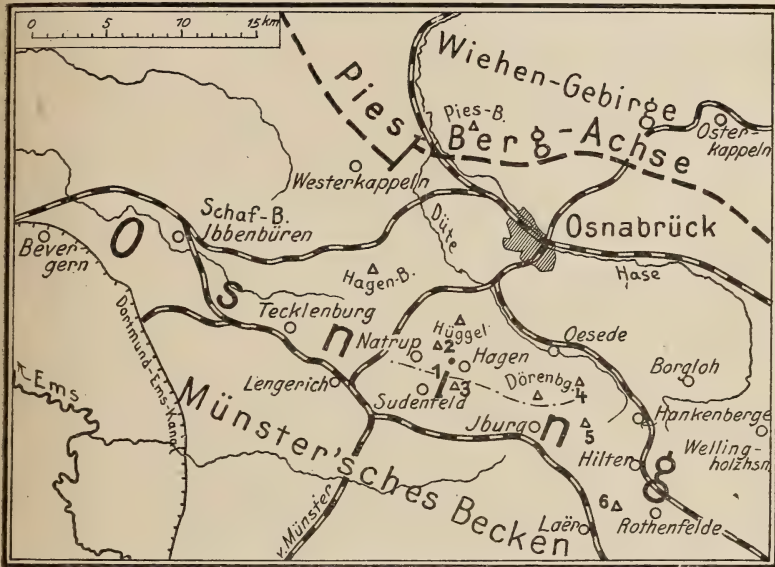


Fig. 1.

Maßstab 1:500 000

1 = Kasselmann; 2 = Silberberg; 3 = Borgberg; 4 = Musenber; 5 = Hohnsberg; 6 = Kleiner Berg; Punkt-Strich-Linie = unterneokomer Jurasattel.

Erscheinungen, wie sie STILLE an der Egge erkannt hatte³⁾ Doch ließ ich noch die Frage offen, ob die Schichtlücken nicht vielleicht anders, z. B. durch postkretazeische Verwerfungen und Verdrückungen zu erklären wären. Bald darauf deuteten HAARMANN⁴⁾, MESTWERDT⁵⁾ und STILLE⁶⁾

²⁾ W. HAACK, Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück, Jahrb. der preuß. geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, I, S. 458.

³⁾ H. STILLE, Über präkretazeische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoikum des Eggegebirges. Jahrb. der preuß. geol. Landesanst. f. 1902, Bd. XXIII, S. 296.

⁴⁾ E. HAARMANN, Die geologischen Verhältnisse des Piesbergsattels bei Osnabrück, ebenda f. 1909, I, S. 38.

⁵⁾ A. MESTWERDT, Zur Lagerung des Wealden am Osning. 2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Verein, 1909, S. 57.

⁶⁾ H. STILLE, Die kimmerische (vorkretazeische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens. Geol. Rundschau, Bd. IV, 1913, S. 368.

meine Beobachtungen ohne weiteres im erstgenannten Sinne, betonten aber zugleich, daß es sich nur um sehr schwache Bewegungen handle. Nachdem ich nunmehr im Osningabschnitt zwischen Iburg und Hilter noch andere und deutlichere Fälle dieser Art beobachten konnte, halte auch ich eine ursprüngliche Diskordanz für sichergestellt.

Zum besseren Verständnis des folgenden sei zunächst der Aufbau des Gebirges kurz geschildert⁷⁾:

Der Südflügel besteht, wie auch sonst im Osning aus Schichten der Unteren und der Oberen Kreide, die zwischen Hilter und Iburg noch vielfach Überkippung zeigen, weiter nach W, nach Lengerich zu, aber sich flacher legen. Der Nordflügel verhält sich bei Iburg ganz anders als auf seinem bisherigen Verlauf von Südosten her: Während er sonst aus Triasgesteinen aufgebaut wird, finden wir bei Iburg in der Dörenberggruppe flachlagernde Untere Kreide, und zwar mächtigen Wealden und marines Neokom. Wiederum anders ist er aber im westlich anstoßenden Hüggelgebiet ausgebildet, hier kommen gerade umgekehrt die ältesten Schichten zutage, die überhaupt im nordwestfälischen Bergland zu finden sind, Steinkohlengebirge und Zechstein, sowie vielerlei Schollen von Trias, Jura und Unterer Kreide. Zwischen beiden Flügeln trifft man sowohl im Iburger als auch im Hagener Abschnitt langgestreckte Streifen von Oberem Jura, die freilich auf größere Strecken durch quartäre Bildungen verhüllt sind, für die Feststellung der Diskordanzen aber besondere Bedeutung haben.

Ferner sind einige kurze Angaben über die eigenartige Ausbildung des Neokoms notwendig, über die ausführlicher an anderer Stelle zu berichten sein wird. Ist sonst im ganzen Teutoburger Wald mit Ausnahme seines westlichen Endes bei Bevergern⁸⁾ der Kreidesandstein (Teutoburger-Wald-Sandstein, Neokom-Sandstein, Osningsandstein)⁹⁾ geschlossen, so zeigt er sich im Norden der Iburger Berge überraschenderweise in drei durch mächtige mürbere

⁷⁾ Siehe Kartenskizze des Hüggelgebietes in W. HAACK, a. a. O., sowie v. DECHEN, Sektionen Tecklenburg und Lübbecke der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1:80 000.

⁸⁾ E. HARBORT und A. MESTWERDT, Vorläufige Mitteilungen über das geologische Profil des Mittelland-Kanals. Diese Zeitschrift, Bd. 66, Jahrg. 1914, S. 176—179.

⁹⁾ H. STILLE, Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. Diese Zeitschrift, Bd. 61, Jahrg. 1909, S. 17—26.

Gesteine getrennte Abteilungen aufgelöst, und wir haben hier offenbar schon den Übergang zu der rein tonigen Ausbildung, wie sie nördlich des Wiehengebirges herrscht. Zugleich erinnert das Profil lebhaft an dasjenige von Bentheim, das schon nahe der holländischen Grenze in der westlichen Fortsetzung des Osnings liegt. Eine weitere Eigentümlichkeit ist die sehr starke Mächtigkeitsschwankung des Sandsteins. Im Norden zusammen mit den Tonen an 500 m mächtig, ist er am Südflügel auf weite Strecken zu einem ganz schmalen Bande reduziert, derart, daß er im Hankenberger Bahneinschnitt nur noch 15 m stark ist, in welchem Falle er aller Wahrscheinlichkeit nach, ähnlich wie an den Externsteinen¹⁰⁾, zur Hauptsache dem Albien angehört. Im Bereich der mächtigeren Entwicklung wie am Hohnsberg, Musenberg, und der Dörenberggruppe konnte ANDRÉE¹¹⁾ durch reichliche Fossilfunde folgende Unterabteilungen nachweisen: Oberes Valendis, Oberes Hauterive, Unterbares Barrême. Schon früher hatte ferner GAGEL¹²⁾ in einer Tiefbohrung am Musenberg Übergangsschichten zwischen Wealden und Unterem Valendis gefunden.

I. Die Diskordanzen S. Hagen. Die Kreideketten des Südflügels werden im Norden von einem 5½ km langen Streifen Oberen Juras nebst etwas Wealden begleitet, der an den Gigas-Schichten gemessen mit 25—45° nach S, d. h. unter den flachlagernden Osnung-Sandstein des Mittel- und Borgberges einfällt, südlich von ihnen aber in einem weiten Fenster der Kreidedecke in flacherer Lagerung in der Bauernschaft Sudenfeld wieder zum Vorschein kommt, diesmal aber mit nördlichem Einfallen. Die beiden Flügel bilden also eine Mulde mit steilerem Nordflügel, die von flachlagerndem Sandstein diskordant in der Weise überlagert wird, wie es untenstehendes Profil (Fig. 2) zeigt. Die Achse dieser Mulde verläuft herzynisch, genau wie das Streichen der postkretazeisch bewegten Kreide.

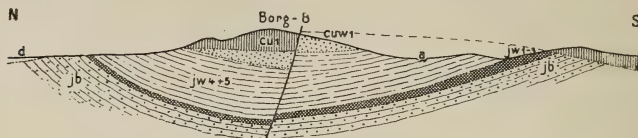
II. Die Diskordanzen an der Dörenberggruppe. Längs des ganzen Südhangs der Dörenberggruppe, und zwar hart am Fuße des Sandsteins, finden wir

¹⁰⁾ H. STILLE, a. a. O., S. 20.

¹¹⁾ K. ANDRÉE, Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. Göttingen 1914. S. 21—36.

¹²⁾ K. GAGEL, Beiträge zur Kenntnis des Wealden in der Gegend von Borgloh-Oesede, sowie zur Frage des Alters der norddeutschen Wealdenbildungen. Jahrb. der preuß. Geol. Landesanst. für 1893. S. 158—179.

einen herzynisch streichenden schmalen Jurastreifen, der durchweg mit über 30° nach Norden, also unter den Sandstein einfällt und dessen jüngstes nachweisbares Glied den Gigas-Schichten zugehört. Gegen den Wealden wird er durch eine streichende Verwerfung begrenzt, die im W zwar außerhalb des Sandsteins verläuft¹³⁾, an der Südost-



Maßstab 1:25 000

Fig. 2. Profil durch den Borgberg.

Diskordante Überlagerung einer Jura-Wealdenmulde durch Osning-Sandstein.

jb = Brauner Jura; jw 1-3 = Heersumer Schichten, Oxford-Sandstein, Kimmeridge und Gigas-Schichten; jw 4 + 5 = Münder Mergel + Serpult; cuw 1 = „Unterer“ Wealden; cul = Osning-Sandstein; d = Diluvium; a = Alluvium.

ecke des Dörenbergs aber nach einer Strecke von 3 km an der Herrenrest unter ihm wieder heraustritt, somit vom Sandstein oben abgeschnitten wird, ohne daß allerdings der Eintritt wegen diluvialer Bedeckung zu beobachten wäre. Seine Fortsetzung findet der Jurastreifen in dem von der Herrenrest auf den Musenberg zu streichenden Sattel, der durch seine eigentümliche Richtung WSW—ONO auffällt.

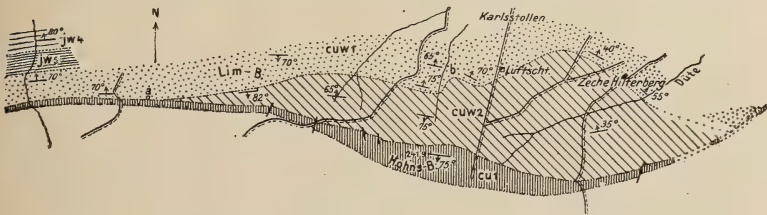
III. Die Diskordanz am Hohnsberg. Fig. 3 stellt einen Teil des Südflügels in der Umgebung des Hohnsbergs dar. Da hier die Georgs-Marienhütte bis vor etwa 20 Jahren die Wealdenkohlen abbaute, so können sich die folgenden Ausführungen außer auf die Kartierung auch auf Grubenrisse stützen, für deren Einsichtnahme ich übrigens der Direktion des Georgs-Marien-Bergwerks- und Hüttenvereins meinen verbindlichsten Dank ausspreche.

Der Aufbau ist folgender: Steil nach S fallender Osning-sandstein lagert ganz normal neben saigerem bis überkipptem „Oberem“ Wealden von bedeutender Mächtigkeit, der aber sowohl nach O wie nach W hin allmählich verschwindet, um dem „Unteren“ Wealden Platz zu machen. Weiter im W, am

¹³⁾ Sie schneidet also den Sandstein nicht mit ab, wie auf meiner a. a. O. beigegebenen Karte gezeichnet ist. Die Unterkante des Sandsteins macht vielmehr alle Ausbuchtungen des Gehänges in der Weise mit, wie sie es bei flachliegender Tafel tun muß.

westlichen Ende der Laër Egge bei Iburg, nähert sich dann schon der Obere Jura mit dem Serpulit dem Sandstein auf kaum 50 m querschlägige Entfernung, im O aber haben wir bald den Jura des Hankenberger Bahneinschnittes (s. unten und Fig. Fig. 5).

Die Grenze zwischen Sandstein und Wealden faßt nun ANDRÉE¹⁴⁾ als streichende Verwerfung auf und sieht in ihr die „Osningspalte“, die auch im Hankenberger Bahneinschnitt von DÜTTING festgestellt sei¹⁵⁾. In der Tat konnte er, da Diskordanzen zwischen Osnig-Sandstein und Wealden sonst noch nicht bekannt waren und da auch die so auffällige Mächtigkeitsschwankung des Sandsteins scheinbar da-



Maßstab 1:50000

Fig. 3. Diskordante Überlagerung einer Wealdenmulde durch Osnig-Sandstein auf dem steilstehenden Südflügel des Osnings bei Zeche Hilterberg. Diluvium abgedeckt.

juw4 = Münder Mergel; juw5 = Serpulit; cuw1 = „Unterer“ Wealden; cuw2 = „Oberer“ Wealden; cu1 = Osnig-Sandstein; a = Schurf; b = Spezialfalte bzw. Knick.

für sprach, kaum zu einer anderen Auffassung gelangen. Wenn ich nun hier trotzdem Überlagerung sehe, so leiten mich folgende Gründe:

1. Läge eine Verwerfung vor, so wäre es sehr verwunderlich, wenn der Sandstreifen auf so weite Strecken die gleiche geringe Breite beibehielte, ohne daß auch einmal sein Liegendes und Hangendes miteinander in Berührung kämen.

2. Ein Schurf bei Punkt a der Kartenskizze zeigte nach der markscheiderischen Aufnahme an der Grenze von Wealden und Sandstein so ruhige Verhältnisse, daß das vom Sandstein nur durch 70 cm Schieferton getrennte Kohlenflöz ungestört liegt und man den Eindruck einer einheitlichen mit gleichem Winkel überkippten Schichtenfolge hat.

¹⁴⁾ K. ANDRÉE, a. a. O. S. 46 und 47.

¹⁵⁾ CHR. DÜTTING, Geologische Aufschlüsse an der Eisenbahnlinie Osnabrück—Brackwede. Jahrb. der preuß. Geol. Landesanst. f. 1888. S. 1—39.

3. Die gleiche ruhige Lagerung beobachtete ich im Hankenberger Bahneinschnitt, wo der Ausfall an Schichtenmächtigkeit noch größer ist, nämlich mindestens 600 m!

4. In einem kleinen Steinbruch an der „Kusendehne“, 2 km nordöstlich Iburg, sieht man den „Unteren“ Wealden ebenfalls ruhig auf dem überkippten Sandstein liegen, zwischen beiden auch noch eine dünne Schicht grauen Tones von ähnlicher Beschaffenheit, wie man ihn an der Basis des flachliegenden Sandsteins im W der Dörenberggruppe beobachtet.

5. Durch seine steile bis überkippte Lagerung zeigt der Wealden an, daß er noch dem Südflügel angehört. In der Tat kann die Osningspalte auch aus anderen Gründen erst weiter nördlich, im Tal des Schlochterbaches angenommen werden.

Wie war nun die Lagerung des Wealdens vor Entstehung des Sandsteins? Da das ganze System auf den Kopf gestellt ist, haben wir im heutigen Grundriß unmittelbar den damaligen Querschnitt vor uns und sehen dann, daß der Sandstein einer Mulde aufruht, die zur Hauptsache aus Wealden besteht, an deren Rändern aber der Jura schon nahezu oder ganz herausschaute.

Welches war nun die Streichrichtung der Muldenachse? Wenn die Achse der Mulde in der Lage, die diese heute einnimmt, genau senkrecht stände, würde sie bei der Drehung der Sandsteintafel um ihre Streichlinie in die horizontale Lage¹⁶⁾ N-S-Verlauf zeigen. Nach den Grubenrissen scheint aber die Achse steil nach NO einzuschließen und das ergibt bei der eben genannten Drehung einen Verlauf von OSO nach WNW, d. h. die herzynische Richtung des Osnings. Das gleiche zeigt sich noch viel deutlicher bei Betrachtung einer scharfen Spezialfalte, die sowohl der Bergbau als auch die Kartierung zu erkennen gab und auch auf der Skizze Fig. 3 bei Punkt b zu bemerken ist¹⁷⁾.

¹⁶⁾ Das gleiche Verfahren wandte HAARMANN zur Feststellung der Richtung der variscischen Faltung im Carbon des Schafberges an. Siehe E. HAARMANN, Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel“. BRANCA-Festschrift. 1914, S. 330 und 331.

¹⁷⁾ Freilich kann der Knick ebenso wie ein ähnlicher von geringer Bedeutung auch ganz anders gedeutet werden: Sie könnten das Ergebnis eines ost-westlichen Druckes, einer rheinischen Faltungsrichtung sein. Ähnliche Knicke beobachten wir in größerer Ausdehnung auch im Pläner des benachbarten Großen Fredens, auch gehört hierhin wohl die starke nördliche Aus-

IV. Der Hankenberger Bahneinschnitt. Der Einschnitt wurde bald nach seiner Entstehung 1888 von DÜTTING beschrieben in einer Arbeit, die für die Erkenntnis der Stratigraphie und Tektonik dieser Gegend viel neues brachte. Nachdem nun aber 30 Jahre vergangen sind, in denen viele weitere Fortschritte gemacht wurden, kann es nicht wundernehmen, wenn ich im folgenden zu einer erheblich abweichenden Auffassung komme, obwohl, da inzwischen ein großer Teil des Aufschlusses verwachsen ist, hauptsächlich nur der wichtigere südliche Abschnitt genauer untersucht werden konnte¹⁸⁾. Ich gebe zunächst einige stratigraphische Bemerkungen: Es treten auf:

1. Subfurkatenschichten = DÜTTINGS Parkinsonierschichten.

2. Kimmeridge, umfassend DÜTTINGS Kimmeridge und Münder Mergel. DÜTTING wie auch andere Autoren nach ihm haben die allerdings sehr auffälligen bunten, vorwiegend roten Tone mit Einlagerungen von Sandsteinen und Kalken, wie sie den Kimmeridge im Osning meist charakterisieren als Münder Mergel aufgefaßt¹⁹⁾. Wie aber schon HEINE²⁰⁾ bei Ibbenbüren und ich bei Hagen nachwies, liegen diese Schichten zwischen Oxford und Portland und führen zudem gar nicht so selten bezeichnende Fossilien des Kimmeridge. Es handelt sich eben um eine ähnliche an Keuper erinnernde Fazies wie sie im Braunschweigschen bei Fallersleben usw. auftritt. Im Osning erstreckt sie sich mindestens von Wellingholzhausen ab nach W bis südöstlich Ibbenbüren, nach HEINE soll sie sogar schon bei Bielefeld beginnen. Die Entwicklung kann sich aber auf ganz kurze Entfernung plötzlich ändern, derart, daß bei verringerter Mächtigkeit nur mehr kalkige Gesteine auftreten, die dann meist ohne weiteres als Kimmeridge erkannt worden sind. Da nun DÜTTING den Zusammenhang beider Bildungen nicht kannte, kam er zur Annahme verschiedener Horizonte und damit entsprechender Störungen.

3. Gigas-Schichten. Bei DÜTTING Serpulit. Da die feinen platten Ooide mit dunklem Kern und heller Rinde, welche

biegung des Osning-Sandsteins zwischen Hohnsberg und Hankenberger Bahneinschnitt. Andere Beispiele rheinischen Druckes gab HAARMANN (a. a. O. S. 347 und 348) von der Ibbenbürener Bergplatte und vom Gehn bei Üffeln an, weitere in der soeben erschienen Arbeit: „Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen“. Diese Zeitschr. Bd. 72, Jahrg. 1920, S. 232 und 233.

¹⁸⁾ Und zwar die Ostseite, an der ich zur Aufhellung mancher Punkte kleine Schürfe anlegen ließ.

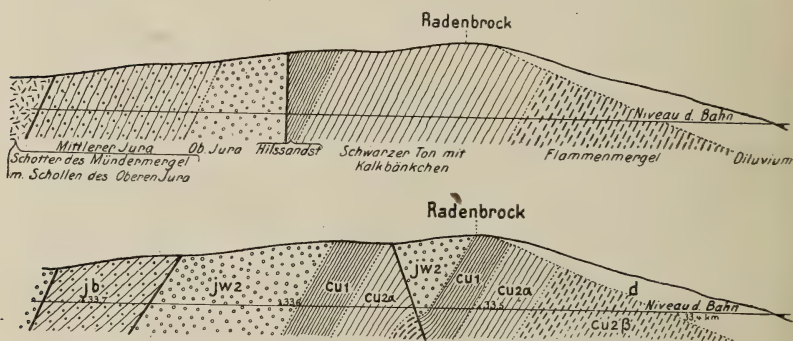
¹⁹⁾ Das, was hier im westlichen Osning als Münder Mergel angesehen werden muß, zeigt ganz überwiegend graue Farbe.

²⁰⁾ TH. HEINE, Geognostische Untersuchung der Umgegend von Ibbenbüren. Diese Zeitschrift, Bd. 13. Jahrg. 1862, S. 107 bis 211.

manche Bänke auszeichnen, im Querschnitt Serpeln-täuschend ähnlich sehen, ist die Verwechslung mit Serpulit mehrfach in der Literatur festzustellen. Die Gesteine des echten Serpulit sehen hier in Wahrheit ganz anders aus, insbesondere fehlen fast nie die Stromatolithe, die, wie ich früher gezeigt habe, für den Serpulit charakteristisch sind²¹⁾. Echter Serpulit könnte allenfalls ganz im N des Einschnittes anstehen, wo heute alles verhüllt ist, doch findet sich unter den in der Geologischen Landesanstalt zu Berlin aufbewahrten Aufsammlungen Dürttings dergleichen nicht, auch würden dann die Münder Mergel fehlen und eine Verwerfung anzunehmen sein, worauf die Schilderung Dürttings ebensowenig hinweist.

4. Osnings sandstein = Dürttings Hilssandstein, die damalige Bezeichnung für den Teutoburger-Wald-Sandstein. Er tritt hier nur mit seinem obersten, durchweg glaukonitischen Teil in 15 m Mächtigkeit auf und dürfte zur Hauptsache bereits dem Albien angehören.

5. „Grünsand des Osnings“ (STILLE), dunkler, z. T. glaukonitischer Ton mit glaukonitischen Spateisensteinknollen und -bänken = unterer Teil des Oberen Albien, bei Dürtting „schwarzer Ton mit Kalkbänkchen“, den er dem Hils zurechnet. Er besitzt eine Mächtigkeit von 17,5 m. Die große Mächtigkeit von 90 m bei Dürtting erklärt sich daraus, daß auf der



Maßstab 1 : 3750, fünffach überhöht

Fig. 4. Profil am Südteil des Bahneinschnitts am Forsthaus Hankenberge.

oben nach DÜRTING, verkleinert,

unten dasselbe Profil nach der Neuuntersuchung abgeändert.

jb = Subfurkatenschichten; jw2 = Kimmeridge; cu1 = Osningsandstein;
cu2a = „Grünsand des Osnings“; cu2β = Flammenmergel; d = Diluvium.

betreffenden Strecke der Ton sich in Wahrheit durch die Verwerfung wiederholt, daß ferner ein Paket Sandstein, mit darin enthalten ist und schließlich noch eine Scholle Kimmeridge (s. Fig. 4). Bei Überspülung der frisch abgeboßchten Schichten mit vom Regen abgewaschenen Ton konnte Dürtting

²¹⁾ W. HAACK, Bemerkungen zu den Stromatolithen KALKOWSKYS. Diese Zeitschr., Bd. 61., 1909, B., S. 221—223.

leicht zu dieser Annahme einer zusammengehörigen tonigen Schichtenfolge kommen. Die Mächtigkeit von 17,5 m ist aber auch schon ungewöhnlich groß und bildet gewissermaßen einen Ausgleich zu dem so kümmerlich entwickelten Osningsandstein.

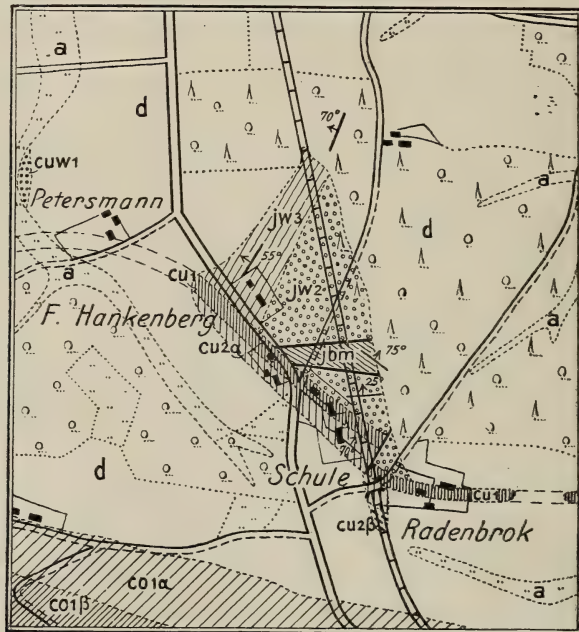
6. Flammenmergel.

Tektonik. Nach DÜTTINGS Auffassung, wie sie auch in seinem hier wiedergegebenen Profil Fig. 4 zum Ausdruck kommt, wird der Jura von der Kreide durch eine Verwerfung getrennt, die DÜTTING als die „Hebungsspalte des Teutoburger Waldes“ ansieht. Zu einer anderen Anschauung hätte er auch bei dem damaligen Stande der Kenntnisse gar nicht kommen können. Jetzt, wo die einzelnen Komponenten durch die Verwitterung der 30 Jahre sich schärfer herausheben, ergibt sich ein abweichendes Bild. Schon die Kartierung der Umgebung zeigt das (Fig. 5). Wir haben einen ungewöhnlicherweise ziemlich genau SO—NW streichenden schmalen überkippten Sandsteinzug mit begleitendem Grünsand und an seiner Nordostseite die Juraschichten, deren Streichen zum Teil fast querschlägig zu ihm verläuft. Im S verwirft eine Querverwerfung den Sandstein mitsamt etwas Kimmeridge derart, daß er im Profil zweimal erscheint (Fig. 4 unten).

Ist nun diese zweimal wiederkehrende Grenze Kimmeridge-Osningsandstein eine Verwerfung oder bezeichnet sie die diskordante Auflagerungsfläche? Der Anblick im Bahneinschnitt ist so, daß ein mit den Gesteinen der Gegend nicht genau vertrauter Geologe gar nicht auf den Gedanken kommen würde, hier den Schnitt zwischen zwei Formationen zu legen, geschweige denn an eine Verwerfung zu denken, und daß ich selbst anfangs zweifelte, ob der Sandstein wirklich der der Unteren Kreide sei oder nicht vielmehr der im Liegenden des Kimmeridge normalerweise auftretende Oxford-Sandstein, so daß also ein nicht überkipptes Profil vorläge. Und das, obwohl ich doch von Hagen her schon lange eine Diskordanz ähnlicher Größe kannte! Dieses Bild der ruhigen Aufeinanderlagerung, nur gestört durch schwache Querverwerfungen, ergaben auch kleine Schürfe, die ich an der genannten Grenze anlegen ließ. Dabei ist zu bedenken, daß der Ausfall an Schichten mindestens 600 m beträgt. Die Einheitlichkeit wird auch dadurch vorgetäuscht, daß sich die winklige Diskordanz erst bei der Kartierung und bei der genauen Messung der Schichten enthüllt. Im übrigen sei auf die bei Besprechung des

Hohnsberges angeführten Gründe für die Auflagerung hingewiesen.

Bezeichnet somit die Grenze eine Auflagerungsebene, und zwar eine solche mit ziemlich starker Diskordanz, dann wird die sonst schwer begreifliche Tektonik des ganzen Hügels viel verständlicher. Wir haben nunmehr im Kartenbild (Fig. 5) nichts anderes vor uns als den Querschnitt eines Jurasattels mit steilstehender Sattelachse, dessen Umbiegung durch die diskordante Überlagerung des Osningsandsteins abgeschnitten wird. Denkt man sich das ganze System so gekippt, daß der Sandstein wieder die horizontale Lage einnimmt, dann erhalten wir das Profil Fig. 6 aus dem man zugleich ersieht, daß der Sattel ein „Bruch-



Maßstab 1 : 25 000

Fig. 5. Steilstehender Jurasattel am Forsthaus Hankenberge, diskordant von überkippter Unterer Kreide überlagert.

jbm = Subfurkatenschieben; jw2 = Kimmeridge; jw3 = Gigas-Schichten;
cuw1 = „Unterer“ Wealden; cu1 = Osningsandstein; cu2a = „Grünsand
des Osnings“; cu2b = Flammenmergel; col1a = Cenomanmergel; col1b =
Cenomanpläner; d = Diluvium; a = Alluvium.

sattel“²²⁾ ist, dessen Kern gegen die Flügel durch Verwerfungen begrenzt wird. Wie verlief nun vor der Überkipfung die Achse dieses Sattels? Baut man sich mit Büchern oder Papptafeln die Schichten so auf, wie sie jetzt liegen, so findet man, daß die Achse steil nach N einschießt, daß sie aber, wenn man die Drehung des Sandsteins um die Streichlinie in die Horizontale vornimmt, die Richtung WSW—ONO erhält. So also muß ihr Streichen gewesen

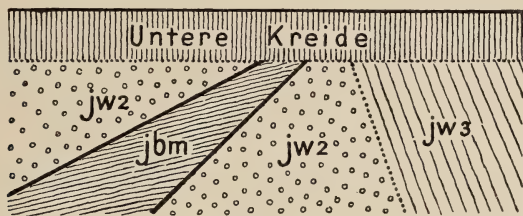


Fig. 6. Schematischer Querschnitt durch den Hankenberger Jurasattel mit Kreidedecke.
(Erläuterungen wie Fig. 5.)

sein, als der Sandstein sich ablagerte, ein Streichen, das nicht weit von hier in dem nur wenig aus der ursprünglichen Lagerung herausgebrachten Gebiet des flachen nördlichen Osningsattelflügels, und zwar am Jurasattel zwischen Hochholz und Musenberg noch heute direkt zu beobachten ist, ebenso wie am Osnings-Sandstein östlich vom Hohnsberg (s. Fig. 3) und daher in gleicher Weise nur als Modifikation der hercynischen Richtung durch einen quergerichteten Druck aufzufassen sein wird²³⁾, der also schon einmal bei dieser alten Faltung in Wirksamkeit getreten sein muß, um sich postturon zu wiederholen. Es ist, als ob in diesem Abschnitt des Osnings ein Gebiet vorläge, das verhältnismäßig leicht auf den zu verschiedenen Zeiten wiederkehrenden rheinischen Druck reagierte.

Alle die genannten Beispiele zeigen, daß sich im Untergrund des Osnings bei Hagen und Iburg ein älteres Faltensystem von generell herzynischem Streichen findet, das

²²⁾ Eine Bezeichnung, die zuerst HAARMANN anwandte. E. HAARMANN, Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel“. BRANCA-Festschrift 1914, S. 361.

²³⁾ Siehe Anmerkung Seite 56.

beiz. T. scharfer Zusammenpressung von Verwerfungen betroffen ist und somit ein älteres Bruchfaltengebirge darstellt.

Das Alter der Faltung.

Wir sahen, daß außer dem Jura auch noch der Wealden von der Faltung in Mitleidenschaft gezogen worden ist. Im Gebiete dieser Faltung, das, wenn es sich nicht etwa nach Süden in die jetzt von der Kreide verhüllte Münstersche Ebene hineinerstreckte und wenn nicht im Norden zugleich schon die Piesbergachse sich auszubilden begann, recht schmal gewesen sein muß, ist die älteste nachweisbare Unterabteilung des Neokoms das Obere Valendis²⁴⁾. Schon am Musenberg, wo die Faltung ausklingt, haben wir dagegen auch Unteres Valendis, und zwar nach unten hin durch eine Mischfauna in den Wealden übergehend²⁵⁾. Die Faltung muß also in das Untere Valendis fallen. Man kann aber versuchen, die Zeit noch etwas genauer festzulegen. Innerhalb des sonst tonigen Valendis am Nordrande der Iburger Sandsteinberge schaltet sich streckenweise ein wenig mächtiger Sandstein ein, den man wohl mit einigem Recht als Anzeichen einer Regression des Meeres auffassen kann. Durch seinen Gehalt an Quarzgeröllen, zahlreichen Pflanzenresten und Kohlestückchen (aus dem Wealden?) gibt er sich als ein strandnahes Sediment zu erkennen. Es liegt nun nahe, diese Regression eben mit der Heraushebung des Landes im S in Zusammenhang zu bringen, und da der Sandstein seiner Lage im Profil nach genau dem Benthheimer Sandstein entspricht, der dem oberen Teil des Unteren Valendis angehört²⁶⁾, so wird die Auf-faltung zu Ende des Unteren Valendis vor sich gegangen sein. Da die kimmerische Hauptphase nach STILLE in die jüngere Weiß-Jura-Zeit fällt und in ihr viel stärkere Schichtenbewegungen stattgefunden haben müssen, ist die frühkretazeische Faltung zugleich als schwächere Nachphase aufzufassen, es sei denn, daß der Betrag der gleichen Diskordanz sich nach Süden zu in dem heute von der Kreide verhüllten Gebiet sehr schnell vergrößert²⁷⁾.

²⁴⁾ ANDRÉE, a. a. O. S. 35.

²⁵⁾ GAGEL, a. a. O.

²⁶⁾ E. HARBORT, Kreide-, Jura- und Triasformation des Benthheim-Isterberger Sattels. v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 486.

²⁷⁾ Daß hier unter der marinen Kreide in der Tat recht bald viel ältere Gesteine zu erwarten sind, wird durch die Sol-

Die frühneokome Faltung muß auch sonst im nordwest-deutschen Gebirgsland gewirkt haben. So stellte GRUPE²⁸⁾ schon 1911 fest, daß das Neokom diskordant auf der Jura-Wealdenmulde des Hils aufrucht. Ferner fand sie STILLE²⁹⁾ am Benthers Sattel bei Hannover, wo sie sogar recht kräftig aufgetreten zu sein scheint.

Ältere Phasen der kimmerischen Faltung.

Eine Diskordanz im Liegenden des Wealden kann ich ebensowenig wie ANDRÉE für das behandelte Gebiet anerkennen; weder lassen sich dafür über Tage Anhaltspunkte gewinnen, noch auch müssen die Verhältnisse in der Tiefbohrung am Musenberg mit Notwendigkeit in diesem Sinne gedeutet werden.

Ebensowenig kann ich den Sandstein auf der Höhe des aus Jura bestehenden Beutlings bei Wellingholzhausen nach einer Begehung, die ich zusammen mit Herrn MESTWERDT ausführte, als Wealden-Sandstein ansehen, sondern nur als Oxford-Sandstein.

Die auf diese beiden Punkte gegründete Phase ist also nicht aufrechtzuerhalten. Dies stimmt sehr gut zu dem Ergebnis HARBORTS bei Bentheim wie auch zu der Auffassung, zu der RANDEBROCK³⁰⁾ bei Rheine kam, wonach der Wealden dort durch Verwerfungen vom Lias getrennt wird.

Dagegen findet man im Liegenden der Gigas-Schichten, die selber recht beständig ausgebildet sind, lokale starke

quellen am Plänersattel von Rothenfelde, Aschendorf und Laer wahrscheinlich gemacht, deren Salzgehalt dem Zechstein entstammen dürfte. Nur ist damit nicht gesagt, ob das Empor-tauchen solcher alten Kerne nicht vielleicht noch früher geschah oder begann. Erst eine Tiefbohrung könnte darüber Aufschluß geben. Noch weiter südlich muß ja dann auch der große Abbruch der rheinischen Masse folgen, auf den STILLE aus den Lagerungsverhältnissen an der Egge geschlossen hatte und den BÄRTLING in einer soeben erschienenen Arbeit als „Münsterländischen Hauptabbruch“ bezeichnet und darstellt; siehe R. BÄRTLING, Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. Diese Zeitschr., Bd. 72, Jahrg. 1920. A. S. 166.

²⁸⁾ O. GRUPE, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Diese Zeitschr., Bd. 63, Jahrg. 1911, S. 277, Anm. 1.

²⁹⁾ H. STILLE, Das tektonische Bild des Benthers Sattels. 7. Jahresber. der Niedersächs. geol. Ver. 1914. S. 330—333.

³⁰⁾ Prüfungsarbeit in den Akten der preuß. Geologischen Landesanstalt.

Reduktionen der älteren Ablagerungen³¹⁾, die m. E. am besten durch, wenn auch schwache örtliche Bewegungen zu erklären sind.

Wir haben bei Hagen drei einander parallele herzynisch gerichtete Streifen von Oberem Jura: Den nördlichsten am Südhang des Silberberges, den mittleren an der Nordseite der Osningsandsteinkette und den südlichsten in der großen Lücke der Sandsteinberge in der Bauernschaft Sudenfeld. Zu den letzteren s. Fig. 2.

Während nun im nördlichen und im südlichen Streifen Heersumer Schichten, Oxford-Sandstein und Kimmeridge mit zusammen etwa 20 m Mächtigkeit deutlich entwickelt sind, finden wir dieselben Schichten im mittleren Streifen so stark reduziert, daß man sie nur dann überhaupt entdeckt, wenn die Unterkante der Gigas-Schichten gut aufgeschlossen ist. So sind im Steinbruch von Kasselmann in Gellenbeck die Heersumer Schichten lediglich durch eine Lage von *Gryphaea dilata* Sow., angedeutet, die z. T. schon mit dem glaukonitischen Kimmeridgestein ausgefüllt sind. Der Oxford-Sandstein fehlt ganz und das Kimmeridge wird durch nur 0,5 m glaukonitischen Kalk vertreten, während es im N und S wie bei Hankenberge zur Hauptsache aus roten Tönen mit ebensolchen Sandsteinen besteht. Auch die Gigas-schichten selbst zeigen noch eine Besonderheit: Gerade hier im mittleren Streifen kommen in ihnen grobe Kalkkonglomerate vor³²⁾, die zwar nicht auf ältere Gesteine zurückzuführen sind, wie das „Völkser Konglomerat“ gleichen Alters am Deister, wohl aber durch ihr Fehlen in den anderen Streifen dieses Gebiet schon als das einer Untiefe kennzeichnen. Auch der lange Streifen an der Südseite des Dörenbergs, der oben als Gegenflügel zu jenem mittleren Streifen aufgefaßt wurde, läßt Schichtenreduktionen erkennen.

Da also auffälligerweise das langgestreckte schmale Gebiet der Reduktionen zugleich gerade so streicht, wie die frühkretazeischen Falten, so liegt es nahe, die Lücken darauf zurückzuführen, daß hier bereits vor Beginn des Portland eine leichte Aufwölbung begann, die als Untiefe die Ab-

³¹⁾ W. HAACK, Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück, Jahrb. d. preuß. Geol. Landesanstalt f. 1908, Bd. XXIX, I.

³²⁾ Hier scheint sogar die Fauna einen lokalen Charakter zu besitzen, wenigstens habe ich nur hier dickschalige Gastropoden wie *Natica suprajurensis* Buv. und *Nerita Micheloti* DE LOR. gefunden.

lagerung in der gewöhnlichen Mächtigkeit verhinderte. Schon die Heersumer Schichten sind reduziert, die hier vermutete tektonische Bewegung muß daher bereits an der Wende von Mittlerem und Oberem Jura geschehen sein bzw. angefangen haben. Diese Folgerung wird noch unterstützt durch folgende Beobachtungen. In dem erwähnten Steinbruch von Kasselmann besteht das unmittelbare Liegende der die Heersumer Schichten vertretenden Muschellage aus Schiefer-tonen mit *Avicula Münsteri* BRONN, die zwar möglicher-weise den Ornatentonem, vielleicht aber doch schon den Makrozephalenschichten zuzuzählen sind. Ganz am Ost-ende desselben Jurastreifens in Mentrup wurde ferner un-längst ein Brunnen unmittelbar am Fuße der Kante der Gigas-Schichten abgeteuft, der überraschenderweise Corn-brash zutage förderte, so daß hier also eine nicht un-erhebliche bis weit in den Dogger hinunterreichende Lücke besteht. Ähnliches findet man auch im weiteren Umkreise. Am Ostfuße des Dörenberges, an der „Herrenrest“, wird das Liegende des Kimmeridge von Subfurkatenschichten ge-bildet. Ende der 80er Jahre hatte hier die Georgs-Marien-Hütte auf die Eisensteine des Kimmeridge geschürft und das inarkscheiderische Profil dieser Versuchsbaue zeigt kon-kordante Überlagerung. Auch hat man an der Chaussee-böschung nicht den Eindruck, als ob eine Verwerfung zwis-chen dem Kimmeridge und seinem Liegenden vorhanden wäre. 350 m weiter östlich steht aber schon Cornbrash an. In der Gegend von Borgloh scheint auch SPULSKI³³⁾ solches Fehlen von Doggerschichten beobachtet zu haben. Dagegen dürfte seine Behauptung, daß die Oxfordschichten dort fehlen, nicht zutreffen, denn auf einer kurzen Be-gehung, die Herr MESTWERDT und ich dort ausführten, fanden wir sie schon bald deutlich, wenn auch in geringer Mächtigkeit entwickelt, so daß die von SPULSKI gezoge-nen Schlüsse einige Abänderungen erfahren müssen. Selbst noch westlich vom Hagener Juragebiet trifft man auf der-artige Erscheinungen: Darauf deutet schon die Darstellung hin, die KÜHLMANN auf seiner Karte³⁴⁾ von den Weiß-Jura-Hügeln dieser Gegend gibt: Da er mit ursprünglichen Schichtlücken nicht rechnete, das örtliche Fehlen der Oberen

³³⁾ B. SPULSKI, Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. 2. Jahresber. der Niedersächs. geol. Ver., Geschäftsjahr 1909, S. 30.

³⁴⁾ L. KÜHLMANN, Die Osning-Achse zwischen Hüggen und Schafberg. Jahrb. der preuß. Geol. Landesanstalt f. 1914, Teil I, S. 1—62.

Doggerschichten aber wohl bemerkte, sah er sich z. B. am Hagenberg gezwungen, rund um die ohnehin nicht mächtige Oxford-Sandsteinkappe Verwerfungen zu ziehen, die auf diese Weise so wenig natürlich aussehen, daß sie dem Beschauer den Gedanken an Schichtlücken geradezu aufdrängen. Im übrigen habe ich selbst schon einige Jahre vorher, als ich am Nollmanns Berg NO Stat. Natrup—Hagen in einer Ziegeleigrube, die nahe an den flachliegenden Sandstein heranreichte, nur Subfurkatenschichten fand, den Schluß gezogen, daß die höheren Zonen des Doggers dort unter dem Sandstein fehlen. Diese fehlenden Zonen sind sonst aber in der Umgegend nachgewiesen.

Aus dem Auftreten der pflanzenführenden Quarzite und Sandsteine des Oxford (und vielleicht des tieferen Kimmeridge) im Wiehengebirge und im Osning hatten ferner LOHMANN³⁵⁾ und SPULSKI³⁶⁾ auf eine Regression des Meeres geschlossen und auf die Nähe eines im Süden gelegenen Landes, der rheinischen Masse. Auf solche Strandnähe deutet übrigens schon die außerordentlich wechselnde Entwicklung der Heersumer Schichten alleine hin. Es scheint also, daß auch hier an der Wende Dogger-Malm die negative Strandverschiebung mit wenigstens örtlicher Faltung verbunden gewesen ist, wie wir das oben bei der jüngeren Phase sahen. Die Annahme von Trockenlegungen auch nördlich des wohl noch südlich vom Osning gelegenen Strandes, wie sie SPULSKI für die Gegend von Borgloh annimmt, ist aber nicht nötig, da ja, wie oben gesagt, gerade hier die betreffenden Schichten nicht fehlen. An anderen Stellen wie bei KASSELMANN mag sie dagegen vorgekommen sein, an noch anderen Punkten werden auch Schichten gar nicht zur Ablagerung gelangt oder bald wieder durch Meeresströmungen fortgespült sein. Endlich werden vielleicht gelegentlich Schichtlücken durch Verwerfungen und Verdrückungen nur vorgetäuscht. Da wir aber wegen der dortigen besonderen Verhältnisse für die Gegend von Hagen die Mitwirkung wenn auch schwacher tektonischer Bewegungen, die zu schmalen Aufwölbungen führten, heranziehen mußten, so gewinnt ihre Mitwirkung auch für das übrige Gebiet an Wahrscheinlichkeit. Zu STILLES kimmerischer Hauptphase, die anscheinend nach Ablagerung

³⁵⁾ W. LOHMANN, Die Stratigraphie und Tektonik des Wiehengebirges. 3. Jahresber. der Niedersächs. geol. Ver., 1910, S. 59.

³⁶⁾ SPULSKI, a. a. O. S. 29.

der Gigas-Schichten und vor der des Serpulits erfolgte³⁷⁾, verhält die soeben behandelte Phase sich als schwacher Vorläufer, falls man nicht überhaupt von mehr kontinuierlichen, nur durch kleinere Pausen unterbrochenen Bewegungen sprechen will, die sich dann durch den größeren Teil des Oberen Jura hinzögen, um dann bald, nämlich zu frühneokomer Zeit, wiederaufzuleben.

Es wird aber noch mancher Beobachtung an guten Aufschlüssen bedürfen, ehe man in den mannigfaltigen Vorgängen, die sich in dieser Gegend zur Oxford- und Kimmeridgezeit abgespielt haben, klar sehen wird.

Wie die frühneokome Faltung, so findet man auch diese an anderen Punkten Nordwestdeutschlands angedeutet. So scheint etwas ähnliches am Deister der Fall zu sein („Völkser Konglomerat“³⁸⁾), und der Benthers Sattel bei Hannover, wo im Korallenoolith sogar Liasfossilien auf jüngerer Lagerstätte vorkommen, die zwar STILLE³⁹⁾ von einer entfernten Landschwelle herleiten möchte, gewinnt im Hinblick auf die gerade an ihm auch festgestellte frühneokome Faltung an besonderer Bedeutung als Parallele zum westlichen Osnig.

Überblicken wir zum Schluß die Geschichte des westlichen Osnings und des Osnabrücker Landes, so finden wir bis jetzt folgende Störungsphasen:

I. Die variscische Faltung, und zwar entweder die „saalische“ oder die „asturische“ Phase⁴⁰⁾. Verhältnismäßig schwache Faltung der Saarbrücker Schichten vor Ablagerung des Zechsteins. (Hüggel, Ibbenbürener Bergplatte und Piesberg.)

II. Die kimmerische Bruchfaltung.

- a) Schwache Phase an der Wende von Dogger und Malm, die möglicherweise bis zum Beginn des Portland sich mehrfach wiederholt. Vorläufer der bei Bielefeld nachgewiesenen wenig späteren Hauptphase.

³⁷⁾ Siehe auch O. BURRE, Der Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Oerlinghausen. Jahrb. d. preuß. Geol. Landesanstalt f. 1911, I, S. 331 u. 332.

³⁸⁾ FR. SCHÖNDORF, Über positive Strandverschiebungen im Oberen Jura des südöstlichen Deisters. Centralbl. f. Min. usw. Jahrg. 1913, Nr. 14.

³⁹⁾ H. STILLE, a. a. O., S. 333.

⁴⁰⁾ H. STILLE, Über Alter und Art der Phasen variscischer Gebirgsbildung. Nachr. Ges. Wiss., Göttingen, math.-phys. Klasse. 1920, S. 219.

- b) Stärkere Phase im unteren Valendis. Deutliche Bruchfaltenbildung im Gebiete von Iburg und Hagen.

III. Die „postkretazeische“ Bruchfaltung in der Zeit nach dem Turon und vor dem Oligocän, Aufrichtung der Osningkette und der Piesbergachse. Wenn es richtig ist, daß in dieser Zeit erst die alten Kerne von Hüggel, Ibbenbürener Bergplatte und Piesberg auftauchten, erweist sich diese Faltung als bei weitem die stärkste. Sie ist im allgemeinen posthum zu der kimmerischen Faltung.

IV. Die jungmiocäne Schollenbildung. Einbrüche von Oligocän und Miocän.

An der Aussprache beteiligen sich Herr STILLE und der Vortragende.

v. w. o.

POMPECKJ. JANENSCH. BÄRTLING.

Protokoll der Sitzung am 4. Mai 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende macht der Gesellschaft Mitteilung von dem Ableben der Herren Dr. BORIS, Baron von REHBINDER in St. Petersburg und Prof. Dr. ERNST MAIER in Santiago (Chile). Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen von den Sitzen.

Als neue Mitglieder der Gesellschaft werden aufgenommen:

Herr Dr. FERDINAND BERNAUER, Assistent am Mineralogischen Institut der Bergbau-Abteilung der Technischen Hochschule in Berlin-Charlottenburg, vorgeschlagen von den Herren SCHEIBE, BÜCKING und SEITZ.

Herr HERMANN WOLFRAM, Ingenieur in Düsseldorf, Kapellstr. 9 B, vorgeschlagen von den Herren WEGNER, FRANKE und FREMDLING.

Herr Professor Dr. J. STINY in Bruck a. M., Oesterreich, Höhere Forstlehranstalt, vorgeschlagen von den Herren KEILHACK, HAUPT und NOWACK.

Herr Dipl.-Bergingenieur JOSEF ERDMENGER, Lehrer a. d. Bergschule in Hamborn, Moltkestr. 36, vorgeschlagen von den Herren ROELEN, BARKING und STRATMANN.

Städtisches Museum in Hamm i. Westf., vorgeschlagen von den Herren HARBORT, POMPECKJ, SCHNEIDER.

Eine Reihe als Geschenk eingegangener Druckschriften wird vorgelegt und besprochen.

Sodann berichtet der Vorsitzende über die Vorbereitungen für die diesjährige Hauptversammlung. Nachdem die Städte Heidelberg, Erlangen und Regensburg aus verschiedenen Gründen außer Betracht bleiben mußten, wurde vom Vorstande Darmstadt als Ort der Versammlung in Aussicht genommen, wo die Herren STEUER und KLEMM sich bereit erklärt haben, die Geschäftsführung zu übernehmen. Maßgebend für die Wahl war u. a. der Wunsch, den Fachgenossen aus den besetzten Gebieten die Teilnahme zu erleichtern sowie die Möglichkeit praktisch-geologische Fragen zu berühren. Als Zeit wurde der 10.—13. August in Aussicht genommen mit 3—4 tägigen Exkursionen vor und nach der Versammlung.

Darauf sprach Herr W. KOEHNE über:

„Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern“.

Vom Jahre 1909 bis zum Ausbruch des Krieges habe ich zusammen mit F. MÜNICHSDORFER ungefähr neun Meßtischblätter bei München und Mühldorf a. Inn geologisch-bodenkundlich aufgenommen. Diese Aufnahmen wurden auf den bayerischen Katasterblättern im Maßstabe 1:5000 bewirkt, so daß es möglich war, alle Aufschlüsse und Bohrungen mit sehr großer Genauigkeit festzulegen. Für die Veröffentlichung sind die Karten dann vom aufnehmenden Geologen noch in die Meßtischblätter 1:25 000 übertragen worden. Obwohl zahlreiche Aufschlüsse vorhanden waren, haben wir das Gebiet mit einem dichten Netz von Bohrungen (mit dem 1½-m-Bohrer) überzogen und auch in größerer Zahl Aufgrabungen vornehmen lassen, so daß es möglich war, die Bodenverhältnisse im Gelände sehr eingehend

kennen zu lernen. Auch wurden Schlämmanalysen mit dem KOPECKYSchen Apparat in großer Zahl ausgeführt. Auf die Bedeutung der Schlämmanalysen und ihrer zeichnerischen Darstellung auch für geologische Fragen hat bereits SIEGERT 1912 hingewiesen¹⁾.

Da nun auf allen aufgenommenen Blättern Gesteine der Lößgruppe vorkamen, so bot sich reiche Gelegenheit, auch Unterlagen zur Beurteilung von Alter und Entstehung dieser Gesteine zu sammeln. Von den in Betracht kommenden Blättern sind Gauting, Baierbrunn und Ampfing erschienen; Pasing, Dachau, Schleißheim, Mühldorf, Neuötting, Winhöring, Taufkirchen, Gars a. Inn waren bei Kriegsausbruch ganz oder teilweise aufgenommen.

Ich muß zunächst einige Worte über den geologischen Bau des Aufnahmegebietes vorausschicken, der in den Grundzügen bereits vor Beginn der Spezialaufnahme, durch PENCK, v. AMMON und andere geklärt worden war. Das älteste Gestein des Diluviums ist hier die Deckenschotter-Nagelfluh, die in einigen Aufschlüssen zutage tritt (vgl. Blatt Gauting, Baierbrunn).

An einem mehr südlich gelegenen Fundpunkt bei Arget sind in einer feinkörnigen Einlagerung in dieser Nagelfluh Konchylien gefunden worden. R. SCHRÖDER²⁾ hat sie bestimmt und gezeigt, daß die klimatischen Verhältnisse zu Lebzeiten dieser Tiere den heutigen ähnlich gewesen sein müssen. Diese Nagelfluh unterlag an ihrer Oberfläche einer starken Verwitterung, ehe sich weitere Absätze darauf bildeten. Es entstanden dabei die geologischen Orgeln, die besonders in einigen Aufschlüssen südlich von Kraiburg a. I. sehr schön entwickelt sind. Im Isartal südlich von München sind die nach der Verwitterungszeit der Deckenschotter-Nagelfluh folgenden Absätze stellenweise durch feinkörnige Bildungen vertreten, die zum Teil als fluviatile Mergelfeinsande anzusprechen sind, an einer Stelle bei Höllriegelskreuth aber den petrographischen Charakter eines Lösses annehmen. Die darin gefundenen Schneckenarten deuten bestimmt auf ein kaltes Klima hin. So wichtig dieser „Löß von Höllriegelskreuth“ für die Glazialgeologie geworden ist, so ist doch das Vorkommen so klein und ver-

¹⁾ Diese Zeitschr., 64. Bd., S. 516.

²⁾ R. SCHRÖDER, Die Konchylien des Münchener Gebiets vom Pleistozän bis zur Gegenwart. Nachrichtenblatt der Deutschen Malakozoolog. Ges., Heft 3 u. 4, 1915. — Ref. Mitteil. d. Geograph. Ges. München, 11. Bd., 1916, S. 311.

einzelte, daß es für die Lösung der Lößfrage weiter keine Bedeutung besitzt. Unmittelbar über diesem Löß von Höllriegelskreuth folgt nun der Hochterrassenschotter, eine eiszeitliche Ablagerung, die mit den Moränen der Rißeiszeit, den sog. äußeren Moränen, verknüpft ist. Die Hochterrassenschotter bilden nicht eine einzelne Terrasse, sondern jedenfalls mehrere. Nach der Rißeiszeit folgte die zweite Verwitterungszeit, in welcher die Moränen und Terrassen, die aus ungemein kalkreichem Material bestehen, mit einem kalkfreien, rotbraunen, steinigen Verwitterungslehm bedeckt wurden. Dieser Verwitterungslehm ist sehr arm an Teilchen, die eine Korngröße zwischen ein Zwanzigstel und ein Hundertstel Millimeter besitzen. Über ihm liegen nun die Gesteine der Lößgruppe, die sich gerade durch den Reichtum an solchen Teilchen zwischen ein Zwanzigstel und ein Hundertstel Millimeter Korngröße auszeichnen. Während diese Gesteine abgesetzt wurden, rückten die Gletscher wieder vor. Sie kamen aber in dieser letzten, der Würmeiszeit, nicht so weit wie in der Rißeiszeit; sie gelangten z. B. im Würmtal bis Leutstetten (Blatt Gauting), im Innthal bis Gars. Die Ausbildung dieser Glazialablagerungen ist eine wesentlich andere wie in Norddeutschland. Während in Norddeutschland die Inlandeismassen beim Vorrücken aufwärts steigen und die Gewässer vor sich stauen mußten, war es im Gebiete der Voralpen umgekehrt. Die Gletscher rückten abwärts und schütteten an ihrem Fuße steilgeneigte riesige Schotterfelder auf. Während in Norddeutschland die äußersten Endmoränen der letzten Eiszeit im Gelände nur schwach hervortreten und bei der Kartierung kaum sicher festzustellen sind, heben sie sich im Alpenvorlande in der augenfälligsten Weise heraus. Dem Rande des Eises entströmten mächtige Schmelzwasserströme mit starkem Gefälle, die zunächst groben Schotter, mit wachsender Entfernung natürlich auch feinere Sedimente absetzten. Diese Schotter, die Niederterrassenschotter, bilden im Innthal die ausgedehnte Ampfinger Stufe. Die Niederterrassen haben ein steileres Gefälle als die Hochterrassen und kreuzen diese infolgedessen. Dabei blieb an einigen Stellen dicht vor dem Eisrande die Verwitterungsdecke des Hochterrassenschotters noch unter dem Niederterrassenschotter erhalten. Eine solche Stelle bei Höllriegelskreuth ist seit langem bekannt; eine weitere bei Schrankbaum im Inngebiet habe ich 1913 aufgefunden. In größerer Entfernung vom Eisrande schnitten sich die Schmelzwässer der Würmeiszeit tiefer in die äußeren

Moränen und Hochterrassen ein und furchten zahlreiche breite Täler aus, die durch diese älteren Riedel hindurchgehen. Einen Überblick über die Entwicklung der Niederterrassen bei München gibt die Zeichnung auf S. 36 der Erläuterungen zu Blatt Gauting der geologischen Karte 1: 25 000.

In der Münchener Gegend sind bei der späteren Erosion die Reste der älteren Moränen und Hochterrassen und somit auch die sie bedeckenden Gesteine der Lößgruppe nur in so spärlichem Maße erhalten geblieben, daß man schwer ein klares Bild über Alter und Entstehung dieser Gesteine gewinnen kann.

Anders liegen die Verhältnisse im Inngebiet, das überhaupt, wenn es einmal fertig kartiert ist, die Diluvialgeologie wesentlich bereichern wird. Ich hatte vor dem Kriege damit angefangen, den Gesteinen der Lößgruppe Oberbayerns und besonders des Inngebietes eine sehr eingehende Sonderbearbeitung zu widmen. Durch den Kriegsausbruch wurde aber die weitere Kartierung unterbrochen, auch siedelte ich im Jahre 1916 nach Berlin über, so daß meine angefangene Abhandlung liegen blieb. Ich möchte aber nun doch die wichtigsten Ergebnisse dieser Untersuchungen, über die ich bereits vor sieben Jahren in der Geologischen Vereinigung in München einen Vortrag gehalten hatte, nun auch einem weiteren Kreise von Fachgenossen bekannt geben.

Als die Gletscher der Würmeiszeit vorrückten, da führten ihre Schmelzwässer natürlich, ebenso wie die der heutigen Gletscher, die feine Gletschertrübe mit, die großenteils aus kalkreichen Staubteilchen von ein Zwanzigstel bis ein Hundertstel Millimeter Korngröße bestand. In einiger Entfernung vom Eisrande, wo das Gefälle der Schotterfelder geringer wurde, konnte solche Gletschertrübe stellenweise zum Absatz gelangen. So oft Niedrigwasser eintrat, lagen solche Flächen trocken und kahl da. So mußte der Wind bei trockenem Wetter auf ihnen sein Spiel treiben und Sand und Staubteilchen aufwirbeln und fortführen. Derartige Erscheinungen finden sich noch heute. Besonders anschaulich hat das LAUTERBORN geschildert³⁾. Er beobachtete, wie im Rheintal oberhalb des Bodensees (im Fürstentum Liechtenstein) im Februar bei Föhnsturm große Staubwolken aus-

³⁾ ROB. LAUTERBORN, Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flußbett des Rheins. Ein Beitrag zur Lößfrage. Verh. d. Naturhist. med. Ver. zu Heidelberg. N. F. XI. Bd., 4. Heft, 1912.

geblasen wurden. Der Staub bestand teils aus Sand, der in der Nähe des Bodens flog, teils aus feinem Staub, der sich in größere Höhen erhob. Der feinere Staub wurde aus der Gletschertrübe ausgeblasen, die der Rhein mit sich führte und auf den Schotterbänken abgelagert hatte. Genau dieselben Vorgänge spielten sich im Innthal bei Mühldorf in der letzten Eiszeit ab nur in viel größerem Maßstabe. Das Innthal hatte damals hier eine Breite von vielen Kilometern und wurde im N vom Tertiärhügelland, im S vom Gebiete der Hochterrassen begrenzt. Diese Flächen waren damals nicht von Wald bedeckt, sondern besaßen vermutlich einen steppenartigen Charakter. Man kann nun ziemlich genau verfolgen, wo der Staub hingekommen ist, den die Winde aus dem Innthale nach verschiedenen Richtungen hin ausbliesen. Ein Teil davon gelangte nach N ein Stück weit ins Tertiärhügelland hinein, wo er mit den örtlichen Gehängelehmen durch Wechsellagerung und stellenweise auch durch Vermischung verknüpft wurde⁴⁾. Viel großartiger aber sind die Stauablagerungen im S des alten Tales.

Der Sand, der aufgewirbelt wurde, kam im allgemeinen nicht weit. Er gelangte nur in bescheidener Menge aus dem Tale auf die Hochflächen hinauf und blieb hier bald liegen. Der feinere Staub konnte höher und weiter fliegen; er konnte somit größere Höhenunterschiede überwinden und um so weiter gelangen, je feiner er war. Nun kam es auch damals zuweilen vor, daß es regnete. Dann wurde ein Teil der frischen noch lockeren Staubablagerung vom Regenwasser weiter gespült, besonders an solchen Stellen, wo das Gelände uneben war. An Stellen, wo das Regenwasser versickerte, löste es auch den Kalkgehalt aus dem kalkreichen Staube gleich oder später wieder auf. Diese Versickerung fand natürlich nicht überall gleichmäßig statt. Bei dem größeren sandigen Material konnte das Wasser leicht versickern und den Kalkgehalt auslaugen. Bei dem feineren Staub war die Versickerung besonders in dem stärker zerschnittenen Streifen in der Nähe des Innthales an vielen Stellen dadurch erschwert, daß hier mehr Wasser oberflächlich ablief. Nun ist in einem einige Kilometer breiten

⁴⁾ Die dabei entstehenden Bodenverhältnisse sind geschildert in KOEHNE, MÜNICHSDORFER, GAGEL. Das Staatsgut d. K. b. Akademie Weihenstephan bei Freising. Geolog.-bodenkundl. bearbeitet. Geognost. Jahresh., XXV. Jahrg. 1912. — Auf Blatt Winhöring ist die subaerische Decke des Tertiärhügellandes auf größeren Flächen von mir kartiert worden.

Streifen in der Nähe des Inntrales, der auf Blatt Ampfing der geologischen Karte 1:25 000 dargestellt ist, vor allem Staub von ein Zwanzigstel bis ein Hundertstel Millimeter Korngröße abgelagert, in dem der Kalkgehalt häufig erhalten geblieben ist. Es liegt hier echter Löß vor. Je weiter weg vom Innthal und je höher hinauf man kommt, um so feiner wird die Ablagerung, um so mehr treten die Teilchen unter ein Hundertstel Millimeter Korngröße hervor⁵⁾. Wo beim typischen Löß der Kalkgehalt ausgelaugt worden ist, sieht das Gestein noch genau so aus, wie Löß. Man kann es nur mit Hilfe der Salzsäure davon unterscheiden. Wenn man den Löß mit Salzsäure entkalkt, bleibt die Korngrößenzusammensetzung im wesentlichen dieselbe. Das durch Verwitterung von Löß entstehende Gestein ist also höchstens um einen ganz geringfügigen Betrag feinkörniger, als der Löß selbst. Wo wir wesentlich feinkörnigere Lehme finden, sind diese bereits aus einem feineren Staube entstanden, nicht aber erst durch die Verwitterung so feinkörnig geworden. Auffallend ist nun, daß der feinere Staub, bei dem die Teile unter ein Hundertstel Millimeter Korngröße etwa 40% und darüber ausmachen, sehr häufig ganz entkalkt ist. Z. B. findet man auf den Hochflächen südlich des Inntrales südlich der auf Blatt Ampfing eingetragenen roten Linie niemals mehr Kalkgehalt im Untergrunde. Es muß aber angenommen werden, daß hier der Staub ebenfalls ursprünglich kalkhaltig war und seines Kalkgehaltes erst nachträglich, wenn auch vielleicht gleich nach dem Absatz, beraubt wurde. Alle Gesteine der Lößgruppe, auch die feinkörnigeren, besitzen eine gewisse Durchlässigkeit, die durch die Röhrchenstruktur begünstigt wird. Dazu kommt noch die meist geringe Oberflächenneigung. Denn die Gesteine der Lößgruppe finden sich, soweit mir bekannt, nur auf Hängen, die 0—4°, höchstens bis 7° Neigung aufweisen. Bei dem humiden Klima Oberbayerns können nun so reichliche Mengen Sickerwasser ein- und durchdringen, daß der Kalkgehalt ausgelaugt werden kann. Er konnte daher jedenfalls in den Staubablagerungen nur da erhalten bleiben, wo die Versickerung besonders gering war. Das war wohl besonders da der Fall, wo die Gehängeneigung etwas größer war als an anderen Stellen und wo außerdem noch die Über-

⁵⁾ Für die Beurteilung der Korngrößen wurde die graphische Darstellung im Dreieck benutzt, wie sie bereits in den Erläuterungen zu Blatt Ampfing, 1916, S. 46, und Blatt Gauting, Textbeil. zu S. 46, verwendet worden ist.

lagerung mit einem etwas feinkörnigeren Boden die Versickerung erschwerte.

Der Ort der größten Staubverwehung war jedenfalls an eine gewisse Entfernung vom Eisrande gebunden. Denn dicht vor dem Eisrande war wohl das Gefälle zu steil, als daß sich größere Ablagerungen von Gletschertrübe bilden konnten. Infolgedessen mußte sich die Hauptverwehungszone mit dem Vorrücken der Gletscher talabwärts verschieben. Der den Endmoränen am nächsten gelegene Löß und Lehm auf den äußeren Moränen und den Hochterrassen ist daher der älteste. Er ist beim weiteren Heranrücken des Eisrandes zum großen Teile wieder zerstört worden. Zu der Zeit, als die Würmvereisung ihre größte Ausdehnung erreicht hatte, konnten nur weiter nördlich gelegene Staubabsätze gebildet werden.

Als die Eismassen anfangen, sich zurückzuziehen, bildeten sich hinter den Endmoränenwällen Stauseen, in denen die Gletschertrübe als Mergelfeinsand und Tonmergel zum Absatz gelangte. Damit mußte die Lößbildung und sonstige Staubablagerung plötzlich aufhören. Infolgedessen findet man auf den Niederterrassen in Oberbayern niemals Löß.

Als das Eis sich bis hinter Wasserburg zurückgezogen hatte, blieb im Inntal bei Wasserburg eine Barre von Blockmergel, die die Schmelzwässer nicht so schnell durchsägen konnten. Dahinter, im Zungenbecken, bildete sich der große See von Rosenheim, in dem ungeheure Massen von feinkörnigen Sedimenten zum Absatz gelangten. Erst als das Eis schon bis ins Alpengebiet zurückgeschmolzen war, wurde die Durchsägung der Wasserburger Barre vom Fluße erreicht. Der Inn hatte es nun mit lockeren Kiesaufschüttungen zu tun, in die er in rascher Folge eine größere Anzahl von Terrassen einschnitt, die auf Blatt Ampfing dargestellt sind. Erst als der Fluß sich bis auf den festeren tertiären Untergrund eingeschnitten hatte, verlangsamte sich wieder das Tempo der Terrassenbildung.

Während dieser ganzen Zeit fortschreitender Erosion kam es in Oberbayern nirgends mehr zur Bildung von Löß oder anderen großen Staubablagerungen. Diese sind vielmehr nur zu der Zeit entstanden, als die Gletscher der letzten Eiszeit vorrückten und von den Ufern der Schmelzwässerströme immer wieder neu abgesetzte Gletschertrübe fortgeblasen wurde.

Die Aufnahmen in den Löß- und Lehmgebieten Oberbayerns haben auch gezeigt, wie geologische und boden-

kundliche Untersuchungsverfahren ineinander übergehen und wie durch eine sorgfältige geologische Untersuchung der subaerischen Bildungen auch für die wirtschaftlich angewandte Bodenkunde brauchbare Unterlagen gewonnen werden können.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren KEILHACK, BERNAUER, ZIMMERMANN I, FUCHS und der Vortragende.

Herr SCHLOSSMACHER führte Projektionen einiger Erzanschliffe mit dem metallographischen Mikroskop vor.

Zum Gegenstande sprechen die Herren SCHNEIDER und SCHLOSSMACHER.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

V. W. O.

POMPECKJ. SCHNEIDER. BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

3. Zwei große, zweizehige Fährten hochbeiniger Bipeden aus dem Wealdensandstein bei Bückeburg.

Von Herrn MAX BALLERSTEDT in Bückeburg.

(Mit 10 Textfiguren)

Am Schluß des Jahres 1904 grub ich im großen Steinbruch des Harri im Wealdensandstein, um festzustellen, ob sich unter den in einer Schicht jenes Bruches besonders häufig auftretenden Dinosaurierspuren Fährten eines großen, bipeden vierzehigen Sauriers befänden, wie es eine von dort stammende, aber schadhafte Fährte wahrscheinlich machte. Das Ergebnis war das erhoffte; neben zahlreichen dreizehigen Fährten großer, zweifüßiger Saurier konnte aus jener Schicht eine größere Zahl von Fährten gewonnen werden, welche außer den drei großen, nach vorn gerichteten

Zehen eine ziemlich kräftige, spornartige Innenzehe aufweisen, die schräg nach innen und hinten gerichtet ist. Hierüber habe ich in der Naturwissenschaftlichen Wochenschrift 1905, Nr. 31, berichtet und die Vermutung ausgesprochen, daß die vierzehigen Fährten vermutlich Raub-sauriern angehören¹⁾.

Neben diesem erhofften Erfolg zeitigte diese Grabung aber noch ein unerwartetes Ereignis. Es fand sich unter der Ausbeute eine Fährte, die, wie ich an der genannten Stelle angegeben habe, nach meiner Überzeugung einem großen zweizehigen Tier zugeteilt werden müsse, da an der Fährten nirgends eine Bruchstelle vorhanden sei, an der eine weitere Zehe angesetzt haben könnte, und da die Bildung des Fußes mit seinen zwei Zehen den Gesetzen der Mechanik für die Fortbewegung eines großen, schweren Tieres vorzüglich angepaßt erscheine.

Der Umstand, daß neuerdings Herr O. ABEL in Wien der Fährte großes Interesse entgegenbrachte, veranlaßte, daß ich mich mit der Fährte noch einmal eingehend beschäftigte. Danach scheint mir eine weitere Aussprache und eine ausführliche Begründung meines an der angegebenen Stelle über die Fährte ausgesprochenen Urteils erwünscht zu sein, obgleich Herr ABEL nach längerer brieflichen Aussprache über die Fährte schließlich auf einen anderen Standpunkt gelangte, als ich ihn der Fährte gegenüber einnehme.

Diese Fährte aus dem Harrl ist im folgenden als Fährte A bezeichnet. Auf dem Bückeberg hat sich nun in dem zurzeit meist brachliegenden Bruch unmittelbar westlich vom „Wasserbruch“ ein weiteres Steinstück gefunden, das ich auch als die Fährte eines großen, zweizehigen Zweifüßlers deute, Fährte B (Fig. 9 und 10). Dieses Steinstück erhöht aber bei der ersten Betrachtung die bestehenden Schwierigkeiten wohl mehr, als es zu deren Behebung dient, da es einerseits einem sehr viel größeren Fuß entstammt als die Fährte aus dem Harrl, die auch schon einem recht stattlichen Tier angehört haben muß, und da es andererseits durch Ineinandergreifen mehrerer Fährten unklar geworden ist. Immerhin aber weist es noch so scharf auf

1) TH. WEGNER gibt in Fig. 92 seiner Geologie Westfalens, Paderborn 1913, ein Gruppenbild von den besten der damals gewonnenen Fährten.

einen zweizehigen Fuß hin, daß es nicht statt-
haft erscheint, dieses Stück bei Behandlung
der Fährte A unberücksichtigt zu lassen.

Da ich mein Urteil über die beiden Fährten schon ge-
kennzeichnet habe, so möchte ich auch das Urteil des Herrn
ABEL der eigentlichen Behandlung der Fährten voraus-
schicken. Herr ABEL teilte mir in einem Schreiben vom



Fig. 1. Fährte A von unten. Rechter Fuß. Natürliche Aus-
füllung der Fährte eines zweizehigen Dinosauriers aus dem
Wealdensandstein.

3. April 1919 über diese Fährten mit der Erlaubnis, davon
Gebrauch zu machen, folgendes mit:

„Meiner Meinung nach gehört die Fährte A, deren
photographische Abbildung mir vorliegt, einem großen Reptil
aus der Ordnung der *Ornithischier* an, und zwar würde man
zunächst, wenn nicht die Fährte zweizehig wäre, unbedenk-
lich den Abdruck des Hinterfußes vom *Iguanodon* darin
erblicken. Die Zweizehigkeit allein kann jedoch bei ge-
nauerer Prüfung nicht ausschlaggebend dafür sein, daß hier
eine Fährte eines unbekannten großen, zweizehigen, d. h.
normal zweizehigen Tieres vorliegt. Es kann ja auch

ganz wohl möglich sein, daß ein Exemplar eines *Iguanodon* (mit dem die Fährte sowohl im allgemeinen Habitus, als auch in den Größenverhältnissen durchaus stimmen würde) im jugendlichen Zustande, etwa infolge eines Angriffes durch ein in diesen Sümpfen häufiges Krokodil, eine Zehe verloren hatte, somit zweizehig geworden ist.

Die Fährte B scheint mit der Fährte A nicht unmittelbar in Vergleich gezogen werden zu können, da das Habitusbild beider Fährten ganz verschieden ist. Man darf nicht vergessen, daß verschiedene Nebenumstände, wie auf

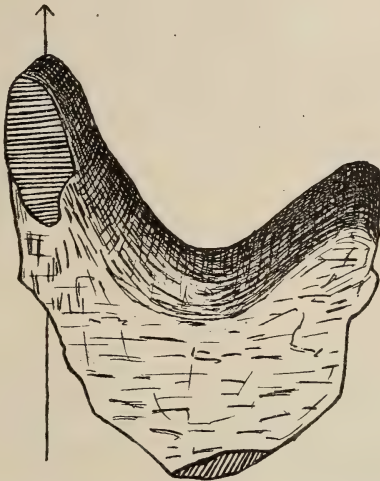


Fig. 2. Fährte A von oben. Der Pfeil gibt die Gangrichtung an.

dem Boden liegende Hölzer, Schilfstengel u. dgl. das Bild einer Fährte sehr wesentlich zu beeinflussen vermögen. Wer z. B. einmal die Fährte eines Stückes Rotwildes eine längere Strecke verfolgt hat, weiß, wie sehr das Fährtenbild außer durch das verschiedene Bewegungstempo auch durch solche Umstände, wie kleine Steine, Aststücke, trockenere und feuchtere Bodenstellen, Gräser u. dgl. beeinflusst und verzerrt wird. Vielleicht haben wir auch hier an ähnliche Erscheinungen zu denken, da wir ja nur eine einzelne Fährte vor uns haben. Der ganze Charakter der Fährte B scheint für ein derartiges anormales Verhalten zu sprechen.

Mit den vierzehigen Fährtentypen, wie sie aus den gleichen Schichten vorliegen, können die beiden Fährten A

und B nicht in Beziehung gebracht werden; die vierzehigen Fährten sind aller Wahrscheinlichkeit nach von großen Raubsauriern aus der Unterordnung der *Theropoden* hinterlassen worden, und zwar kommt hier zunächst die Gattung „*Megalosaurus*“ (wie es scheint, ein Sammelbegriff für verschiedene große *Megalosauriden*) in Betracht.“

Wegen der jetzt so überaus hohen Druckkosten kann hier nicht darauf eingegangen werden, warum für die beiden Fährten weitere Grabungen zurzeit nur geringen Erfolg versprechen, wenn nicht mit sehr hohen Grabungskosten gerechnet wird. Ebenso unterlasse ich es, hier auf den eigenartigen Bau der Fährtenschicht des Harri, auf ihre Entstehungsweise und die der Fährtenausfüllungen einzugehen, und hebe nur die für die Beurteilung der Fährte A nicht zu umgehende Tatsache hervor, daß die Fährtenschicht überall schieferartigen Bau aus zahlreichen, unregelmäßig gewundenen, $\frac{1}{2}$ bis 3 mm starken Blättern weißen Sandsteins zeigt, die durch annähernd gleichstarke Zwischenlagen eines dunkel-schieferfarbigen Tons voneinander getrennt sind, dessen dunkle Farbe auf reichliche Beimengungen feinsten Kohlenbestandteile zurückzuführen ist. Die in der Schicht eingeschlossenen Fährtenausfüllungen bestehen dagegen aus ganz reinem, weißem Sandstein. Jede Bruchfläche an den Steinausgüssen der Fährten zeigt darum reinen, weißen Sandstein und hebt sich durch das gänzliche Fehlen irgendwelcher dunklen Ton- oder Kohlenbestandteile scharf gegen jede Bruchfläche des die Fährte umhüllenden Muttergesteins ab, wo jede Bruchfläche mit hellen und dunklen Streifen dicht gebändert ist.

Unsere Fährtenausfüllung A hat zwei Bruchstellen, eine an dem oberen, vorderen Ende der langen Zehe (Fig. 2, 4 und 6) und eine zweite am äußersten, hinteren Ende des Ballenabdruckes der Metaphalangen (Fig. 2, 3 und 5). Eine Bruchstelle, die als Ansatzstelle für eine weitere Zehe gedient haben könnte, ist, wie auch die Photographien genügend deutlich zeigen, nicht vorhanden, und es kann daher nicht eine früher vorhandene, dritte Zehe bei Gewinnung der Fährtenausfüllung abgebrochen und in Verlust geraten sein.

Mit dem Fall, daß das Tier, als es die Fährte A hervorbrachte, eine dritte, funktionsfähige Zehe so hoch getragen hätte, daß diese nicht mit zum Abdruck im Boden gelangte, können wir unmöglich rechnen, wenn wir in den Bildern 1

bis 6 sehen, welch tiefen, wuchtigen Eindruck die beiden in der Fährte abgedrückten Zehen gemacht haben, und bei Betrachtung der Bilder 3, 1 und 2 uns fragen, welche Stellung die dritte Zehe gehabt, und wie sie sich den in der Fährte abgedrückten beiden Zehen angepaßt haben könnte.

Wenn wir hiernach nicht annehmen wollen, daß das die Fährte erzeugende Tier wirklich zweizehig war, so sind nur noch zwei Möglichkeiten zu berücksichtigen:

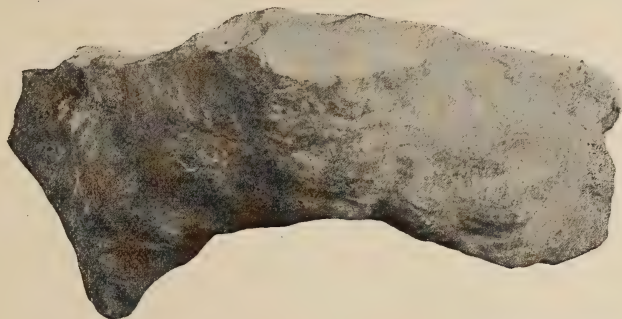


Fig. 3. Fährte A von hinten.

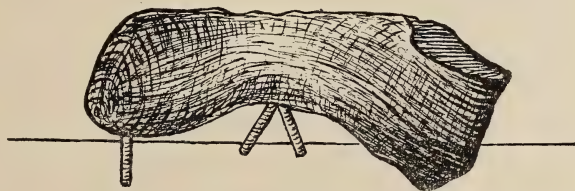


Fig. 4. Fährte A von vorn.

1. Die vorliegende Fährte bildete ursprünglich einen Hohlabdruck mit drei wohlentwickelten Zehenabdrücken, aber, ehe sich dieser mit Sand füllen konnte, wurde durch Hineingreifen einer anderen Fährte der Abdruck der einen Zehe gänzlich zerstört, so daß nur der jetzt zweizehig erscheinende Fußabdruck übrig blieb.

2. Das Tier, von dem die Fährte A stammt, hatte schon lange Jahre, vielleicht Jahrzehnte, bevor es die Fährte erzeugte, im jugendlichen Alter an seinem einen Fuß durch irgendeine Katastrophe eine Zehe eingebüßt; durch jahrelangen Gebrauch hatte der verstümmelte Fuß wieder eine gangbare, sogar gefällige Form angenommen, welche die

Verstümmelung des Gliedes verdeckte, und so konnte das Tier die scheinbar zweizehige Fährte hervorbringen.

Da Zeichnungen nur das zeigen können, was der Zeichner zu sehen glaubt, so sind hier die Figuren 1 und 3 unmittelbar nach photographischen Aufnahmen der Fährte A reproduziert, damit der Leser sich über diese beiden Fälle nach den Photographien ein eigenes Urteil bilden kann.

Wäre ein dritter Zeheneindruck durch das Eingreifen einer neuen Fährte ausgelöscht worden, so hätten dabei doch nicht die beiden erhaltenen Zehenabdrücke so beeinflußt werden können, daß sie offensichtlich die Last des Körpers allein getragen haben, als das Tier die Fährte hervorbrachte. Hatte unsere Fährte ursprünglich eine dritte Zehe, so mußte die lange von den beiden erhaltenen Zehen die Mittelzehe sein. Sehr beachtenswert ist nun — was bei keiner der sehr zahlreichen Fährten aus dem hiesigen Wealden hervortritt und auch bei keiner der größeren von LULL²⁾ abgebildeten Fährten erkennbar ist — einerseits die nicht unbedeutende Krümmung im vorderen Teil der langen Zehe nach der kurzen Zehe hin (Fig. 1 und 2) und andererseits die gerade nach vorn und schräg nach unten gerichtete, breite äußere Seitenfläche dieser Zehe (Fig. 1 und 2). Hier, scheint mir, liegen zwei echte Kennzeichen eines zweizehigen Bipedenußes vor. Unsere Fährte A ist durch den rechten Fuß erzeugt. Sollte in der Bewegung dieser Fuß am Boden Halt fassen, so mußte dabei das Körpergewicht aus der Gangrichtung heraus etwas nach rechts auf diesen Fuß verschoben werden, umsomehr, als neben der langen Zehe eine Innenzehe fehlte. Für Ausführung des neuen Schrittes war dann zunächst wieder eine Verschiebung des Körpergewichtes zur Gangrichtung hin notwendig; um das ohne Stocken in der Bewegung, d. h. bei ruhigem Ineinanderfließen der einzelnen Bewegungsphasen, zu ermöglichen, bildete sich bei der langen Zehe die eigenartige Krümmung. Bei den dreizehigen Bipedem möchte durch Nachgeben in der Spannung der Innenzehe dasselbe bewirkt werden. Während nun das wieder zur

²⁾ LULL, RICHARD SWANN. Fossil footprints of the Jura-Trias of North America. Boston, 1914.

Derselbe, Triassic life of the Connecticut valley. State of Connecticut. State Geological and Natural History Survey. Bulletin Nr. 24, 1915.

Gangrichtung hingeschobene Körpergewicht den Körper nach vornüber und — zum Aufsetzen des linken Fußes — ein wenig nach links hinüberfallen ließ, wurde (Bild 3, 2 und 1) der vordere Teil der langen Zehe in der Gangrichtung so wuchtig tief in den Boden gedrückt, wie Bild 3 es zeigt, indem gleichzeitig durch den Druck des Körpergewichtes nach links (Bild 1 und 2) der eigenartige Seitenrand an dem vorderen Teil der langen Zehe erzeugt wurde. Auch hierin möchte die lange Zehe eine der Funktionen der Innenzehe der Dreizeher übernommen haben. Die zwei an der Fährte A vorhandenen Zehen trugen tatsächlich das gesamte Körpergewicht, und danach kann der obige Fall 1 der Wirklichkeit nicht entsprechen.

Schwieriger gestaltet sich die Entscheidung über den Fall 2. Ich habe den Eindruck, daß die Fährte A ein

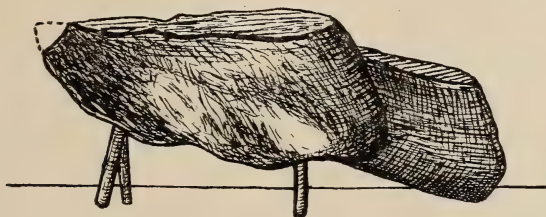


Fig. 5. Fährte A von rechts (Außenseite).



Fig. 6. Fährte A von links (Innenseite).

so durchaus einheitliches, ungestörtes, naturwahres und lebensfrisches Naturgebilde darstellt, daß die Ansicht, es könne sich hier um den Abdruck eines Fußes handeln, der, wenn auch schon im jugendlichen Alter des Tieres durch den Verlust einer Zehe eine doch sicherlich schwere Verstümmelung erfahren hat, bei mir keinen Halt gewinnen will. Die Bilder 1 und 3 scheinen mir ausreichend zu sein, damit sich der Leser auf Grund derselben über die hier zu entscheidende Frage ein eigenes Urteil bilden kann. Ist

die Fährte so aufgestellt, wie es für die photographische Aufnahme bei Bild 3 der Fall war, so ergibt sich, mag man die Fährte gerade von hinten oder vorne, von rechts oder von links, oder auch schräg, von welcher Seite es sei, betrachten, doch in keinem Fall der geringste Anhalt dafür, daß hier der Abdruck eines verstümmelten Fußes vorliegen könnte.

Die Federzeichnungen sind nach Photographien der Fährtenausfüllung gezeichnet. Für die Herstellung der Photographien, die den Bildern 3—6 und der rechten Seite des Bildes 8 zugrunde liegen, ist noch eines für die Aufstellung der Fährte günstigen Umstandes zu gedenken. Aus der Beschaffenheit des Gesteins an der oberen Grenzfläche der Fährtenausfüllung ist zu schließen, daß diese obere Grenzfläche mit der oberen Grenze der „Fährten-schicht“ zusammenfiel und also an die darübergelagerte, homogene Sandsteinschicht heranreichte. Diese Schichten mußten aber wohl sehr annähernd horizontal gelagert sein; dafür spricht der Umstand, daß die Fährten-schicht selbst, wie alle angrenzenden tieferen und höheren Schichten, die sehr gleichförmige Wellenriefelung zeigen, auf weiter Fläche gleichbleibende Dicke aufweisen. Hiernach konnte die Fährte für die Herstellung der Bilder 3—6 und für die rechte Hälfte des Bildes 8 so aufgestellt werden, daß ihre Stellung der einstigen Lage der Hohl-fährte entspricht. So geben uns die Bilder einen Anhalt dafür, wie tief die einzelnen Teile des Fußes in den Boden eingedrückt wurden und erleichtern es, uns eine Vorstellung von den einzelnen Phasen der Bewegung des Tieres zu machen. Daß mit dieser Anordnung der Bilder das Richtige getroffen wurde, dafür scheint mir die Lebensfrische der Bilder zu zeugen.

In Bild 8 habe ich links durch drei nach Gutdünken zusammengestellte Fußabdrücke eine fortlaufende Spur nachzubilden versucht. Der Zeichnung 8a würde eine Schrittlänge von 1,10 bis 1,15 m entsprechen, die vielleicht etwas zu groß gewählt ist. Für Bemessung der Schrittlänge und Spurbreite hat mir mäßig schneller Lauf des Tieres vorgeschwebt. Bezeichnet man in Fig. 7 die Gerade, in der die Maßzahlen 15 und 4,5 stehen, als Achse des Fußes, so ist die Gangrichtung in Fig. 8a—c dieser Achse so parallel gewählt, daß sie durch die Spitze der langen Zehe geht. Es ist (Fig. 1) darauf zu achten, daß dann die in der Photographie rechts liegende Seitenfläche der langen Zehe von der Spitze der langen Zehe aus auf etwa ein Drittel der gesamten Fährtenlänge in die Gangrichtung fällt, die

in den Fig. 8a—c durch eine Gerade mit Pfeilspitze angedeutet ist. Leider konnte für Fig. 8 der Ungunst der Zeit wegen keine Beobachtung am lebenden Strauß zugrunde gelegt werden, der ja zweifellos für die Bewegung unseres Tieres zuerst zum Vergleich herangezogen werden muß. Immerhin scheint mir die durch das Bild gekennzeichnete Fährtenspur nichts Naturfremdes zu haben.

Es würde zwecklos sein, jedes der Bilder im einzelnen zu besprechen; das würde einerseits zu Wiederholungen führen, ohne daß andererseits der Hauptzweck, den Leser zu überzeugen, dadurch erreicht würde, wenn nicht der

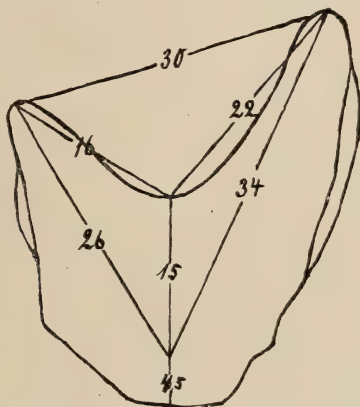


Fig. 7. Fährte A. Maße in Zentimetern.

Leser selbst durch eingehende prüfende Betrachtung der Bilder sich aus ihnen ein Urteil darüber verschafft, ob das die Fährte erzeugende Tier noch eine weitere funktionsfähige Zehe besessen haben kann, oder ob nicht die zweizehige Fährte in allen Lagen so völlig naturwahr ist, daß sich der Leser überzeugt sagt: „Das Tier, das diese Fährte erzeugte, war sicher ein hochbeiniger, bipeder, echter Zweizeher, dessen Körperbau wohl mancherlei Anklänge an die Gestalt von *Struthio camelus* gehabt haben möchte.“

So oft ich im Bild 3 das wuchtige Gewölbe des Fußes betrachte und prüfend im Bild 1 seinen Grundriß daneben halte, ich komme immer nur zu dem Schluß: Hier liegt ein einheitlich-stilvoller Bau vor, dieses Kunstwerk kann nicht von einem verstüm-

melten Fuß errichtet sein, dem nur wenig mehr als zwei Drittel seines Baumaterials zur Verfügung stand. — — —

Wir wenden uns zur Fährte B. Figur 9 gibt uns die Maße dieser Fährte an und kennzeichnet in y den hinteren Ballen einer jüngeren Fährte, die störend in die Fährte B eingriff, als diese schon mit Sand gefüllt war, und bei x, x, x, x die Reste einer (vielleicht mehrerer) durch B zerstörter älterer Fährten, welche mit B verwachsen sind und diese Fährte in den bezeichneten Teilen unscharf gemacht haben. Die Maßzahl 6,5 gilt für die gerade Verlängerung der Fährtenachse; im Bogen gemessen, ergibt sich für die Länge der fraglichen Strecke 9 cm.

Vielleicht wird der eine oder andere zunächst meinen, daß das auf Bild 9 hinter dem elliptisch gewölbten, wuchtigen Teil der Fährte B sichtbare kugelsegmentartige Gebilde mit dem links darangrenzenden Steinstück integrierende Teile der Fährte B seien. Das ist offenbar nicht der Fall. Als die Fährte B schon voll mit Sand gefüllt war, trat ein schwerer, dreizehiger Saurier von hinten auf die Fährte B, dabei deren schöne untere Wölbung zerstörend oder doch stark abflachend (Fig. 10). Nicht unwahrscheinlich verursachte die störend eingreifende Fährte auch, daß die Zehen der Fährte B jetzt etwas weiter auseinander gespreizt erscheinen, als es bei Entstehung der Fährte B der Fall war, und daß vielleicht auch die ganze hintere Partie dieser Fährte dabei etwas weiter nach vorn gedrückt wurde. Der durch die neue Fährte y im Boden entstandene Hohlraum füllte sich dann auch mit Sand und die störend in unsere Fährte B geratene neue Fährte verschmolz in ihren vorderen Teilen fest mit der Fährte B, während ihr Metaphalangenballen hinten frei über diese Fährte hinwegragt. Daß beim Eingreifen der neuen Fährte y der hintere Rand der Fährte B so gut erhalten blieb, erklärt sich dadurch, daß über diesem Rand gerade die tiefe, breite Einschnürung einsetzte, welche die dreizehigen Fährten zwischen dem Metaphalangenballen und der Mittelzehe meist aufweisen.

Für meine hier gegebene Deutung des Eingreifens der jüngeren Fährte y in die Fährte B spricht meines Erachtens mit fast zwingender Deutlichkeit die Zusammenstellung beider Fährten A und B in Figur 10, wenn man dabei auf eine an den Hinter- und Seitenrändern der Fährte B spaltartig scharf hervortretende Grenzlinie zwischen den Fährten B und y achtet. Diese Zusammen-

stellung zeigt auch, daß die Fährte B unter dem Druck der Fährte y zwar stark gelitten hat, aber doch nicht soweit, daß dadurch die Ähnlichkeit im Verlauf der Hauptlinien bei den beiden Fährten ganz geschwunden wäre; sie ist vielmehr immer noch unverkennbar geblieben.

Es ist noch darauf hinzuweisen, daß sich bei den kurzen Zehen der Fährten A und B ähnliche Phalangenbildung

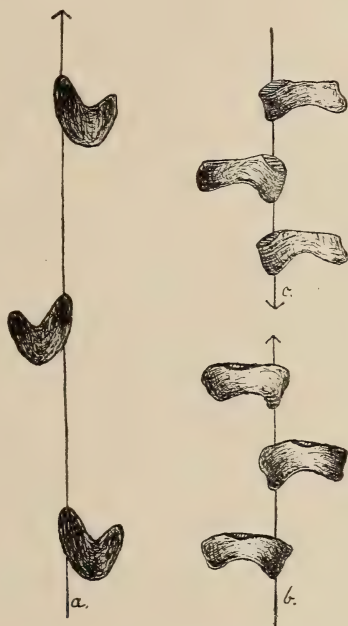


Fig. 8. a. Nach Gutdünken zusammengestellte Fährtenspur. b und c. Die Tiefe des Einsinkens der einzelnen Teile des Fußes, b, während das Tier sich in gerader Linie vom Beobachter entfernt, c, während es in derselben Geraden auf den Beobachter zukommt.

geltend macht, wenn man annimmt, daß die Phalangen neben der Bewegungsfähigkeit in vertikaler Ebene eine geringe Bewegungsfreiheit in horizontaler Ebene besaßen. So konnte auch bei möglichst weit auseinandergespreizten Zehen in Fährte B der wohlgerundete, wuchtig tief in den Boden gedrückte Hinter- und Seitenrand gebildet werden, sei es nun, daß der gewaltige Saurier die Fährte B bei Ausführung eines Sprunges hervorbrachte, oder daß er bei Er-

zeugung der Fährte stille stand, sein Körpergewicht ganz vorwiegend auf den diese Fährte erzeugenden rechten Fuß legend, während der nach rückwärts gestellte linke Fuß wohl nur leicht den Boden berührte oder vielleicht gar nicht in Verbindung mit dem Boden sich befand. Mit der erstaunlichen Größe des in Frage kommenden Tieres, wie sie durch die in der Figur 9 gegebenen Maße gekennzeichnet ist, wird man sich abfinden, wenn man die Tiere, die die Fährten A und B hervorbrachten, in Parallele mit *Struthio camelus* und *Diornis maximus* stellt. Auch dürfen wir uns nicht dazu verleiten lassen, aus dem Umstand, daß die Zehenspitzen bei der Fährte B 57 cm weit voneinander entfernt sind, unser Bild von der Größe des Tieres allzusehr anwachsen zu lassen, da die Zehen bei der Fährte B von vornherein viel weiter auseinandergespreizt waren als bei Fährte A und auch wohl durch die störenden Einflüsse noch weiter auseinandergetrieben wurden, als sie bei Erzeugung der Fährte ausgespreizt waren. Bei Fährte B sind die Zehen unter einem Winkel von gut 80° auseinandergespreizt. Würden die Zehen der Fährte A unter gleichgroßem Winkel auseinandergestellt, so wächst, wie die Rechnung ergibt, die Entfernung der Zehenspitzen dieser Fährte auf 39 cm an. Nun erst kann im mathematischen Sinne eine Ähnlichkeit der Fährten in Frage kommen, und das Größenverhältnis von B zu A würde sein: $B:A = 57:39$ oder $B:A < 3:2$, d. h. die Fährte B ist nicht ganz $\frac{3}{2}$ mal so groß wie die Fährte A.

Stellt man den Maßen, die die Figur 9 für die Fährte B gibt, zum Vergleich die entsprechenden Maße der Fährte A gegenüber, nachdem man diese mit $\frac{57}{39}$ multipliziert hat, so ergibt sich:

B	6,5	28,5	41,5	48	25,5	34
$\frac{57}{39} \times A$	6,6	22	38	49,7	23,4	32,2

Nur für die Länge der Fährtenachse zeigt diese Zusammenstellung eine erhebliche Abweichung (28,5 gegen 22). Das ist nicht zu verwundern, da sich bei weitem Auseinanderspreizen der Zehen die Haut zwischen den Zehen in der Weise spannt, daß dadurch die Achse der Fährte sich vorn stärker verlängert, als sie hinten durch das weite Auseinanderspreizen der Zehen verkürzt wird. Im übrigen läßt die Zusammenstellung erkennen, daß der Bau der Fährten A und B im einzelnen größere Über-

einstimmung zeigt, als es zunächst bei den verschieden weit auseinandergespreizten Zehen und der dadurch bedingten Verschiedenheit in der Gestalt der Fährten den Anschein hat. Auch bei dem Gebilde B handelt

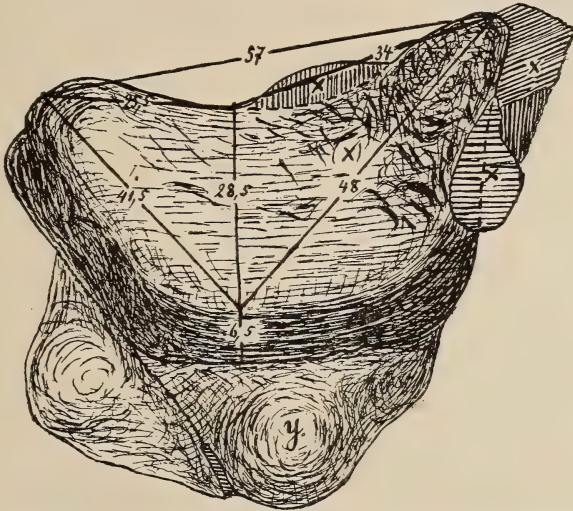


Fig. 9. Fährte B. Rechter Fuß. Maße in Zentimetern und Kennzeichnung der Störungen durch die jüngere Fährte y und durch die älteren Fährtenreste bei x, x, x, (x).

essich mit einem hohen Grad von Wahrscheinlichkeit um den Fußabdruck eines gewaltigen, bipeden „Zweizehers“.

Ich komme demnach zu dem Schluß: Die Fährten A und B machen es in hohem Grade wahrscheinlich, daß zur Wealdenzeit große bipede „Zweizeher“ gelebt haben, so daß bei den Dinosauriern eine ähnliche Entwicklung sehr wahrscheinlich gemacht wird, wie sie der zweizehige Strauß unter den Vögeln genommen hat, d. h. daß die betreffenden Saurier echte „Laufsaurier“ waren³⁾.

³⁾ ABEL gibt in seiner Palaeobiologie, Fig. 23, die (?) zweizehige „Fährte eines devonischen Landwirbeltieres? (*Thinopus antiquus* MARSH) aus dem Devon von Pennsylvanien. (Nach O. C. MARSH, 1896)“.

Man ist früher meiner Deutung der Fährte A als Fährte eines „Zweizehers“ mit dem Einwand begegnet, daß es keine zweizehigen Dinosaurier gegeben habe⁴⁾. Diesen Standpunkt möchte ich noch als ganz unberechtigt zurückweisen; eher möchte noch der gerade entgegengesetzte Standpunkt seine Berechtigung haben, von dem aus man feststellt: Bei den bipeden, vierzehigen Vögeln sind Drei- und Zweizeher entstanden, und es haben sich neben manchen echten Fliegern, die sich auch auf dem Boden geschickt bewegen, gewandte Läufer auf dem festen Boden, die Hühner und echte Laufvögel, Straußen, abgezweigt, ebenso geschickte Ruderer auf dem Wasser und echte Tauchvögel; aus den Säugetieren sind echte, mehr oder weniger fischgestaltete Wassertiere entsprossen, und Flattertiere haben versucht, ihre Herrschaft auf die Luft auszudehnen. Wenn man demgegenüber bei unserer doch offenbar immer noch sehr mangelhaften Kenntnis der Saurier sieht, mit welchem überraschendem Erfolg diese einstigen Herrscher auf Erden es verstanden haben, ihre Herrschaft

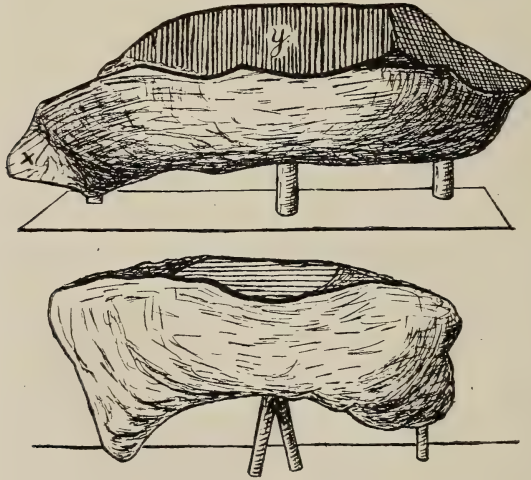


Fig. 10. Die Fährte B über A gestellt, um ihre Verunstaltung durch die Fährte y kenntlich zu machen.

auf das Meer auszudehnen, indem sie dort in den *Mosa-sauriern*, *Ichthyosauriern* und *Plesiosauriern* Formen lieferten, mit denen die bestdifferenzierten Meersäuger kaum

⁴⁾ Naturw. Wochenschr. 1905, Nr. 31, S. 485.

konkurrieren können, und wie sie in den Flugsauriern weit erfolgreicher, als es bei den Flattertieren der Jetztzeit der Fall ist, ihr Wohngebiet auch auf die Luft ausdehnten, so würde es bei der bewiesenen, hohen Anpassungsfähigkeit der Dinosaurier geradezu unwahrscheinlich sein, wenn sich nicht aus den vier- und dreizehigen „bipeden“ Dinosauriern auch echte Läufer nach Art des Straußes mit zweizehigen Füßen entwickelt haben sollten, denn daß für höchste Steigerung der Laufgeschwindigkeit die innere der drei nach vorn gerichteten Dinosaurierzehen hinderlich sein mußte, kann wohl nicht zweifelhaft sein. Unter etwa gleichen Voraussetzungen im Körperbau mußte man der Lebensweise nach sicher erwarten, es hätte eher ein landgewohntes Dinosauriergeschlecht den „idealen Lauffuß der Bipeden“ mit nur zwei Zehen hervorgebracht, als allerdings schon nicht mehr landfremde Herkömmlinge der luftbewohnenden Vögel. Der Einwurf, daß für eine derartige Umbildung des Fußes bei den Dinosauriern der unbedingt notwendige, zwingende Antrieb nicht bestand, weil es an genügend schnellen, gefahrbringenden Feinden gefehlt habe, hat etwas Verlockendes; ich bin aber doch zweifelhaft, ob er begründet ist: Sechs *ossa ilia* der hiesigen Sammlung aus dem Wealdensandstein, die dem Anschein nach ebensoviel verschiedenen theropoden Dinosaurierarten angehören, zeigen gar zu deutlich, daß es zur Wealdenzeit an gewandten Räubern unter den Dinosauriern nicht gefehlt haben möchte, und so wird es auch wohl schon früher gewesen sein.

Da ich es für sehr wahrscheinlich halte, daß unsere Fährten von „echten“ Zweizehern herrühren, so darf des hohen phylogenetischen Interesses wegen, das ihnen zukommt, wenigstens die klare und schöne Fährte A nicht namenlos bleiben; ihr noch unbekannter Erzeuger möge als *Struthopus Schaumburgensis* bezeichnet werden.

Zum Schluß spreche ich Herrn O. ABEL in Wien für das Interesse, das er der hier behandelten Fährtenangelegenheit entgegenbrachte, und für die mannigfachen Anregungen und Belehrungen, die er mir in mehreren ausführlichen Briefen zuteil werden ließ, auch hier meinen aufrichtigen Dank aus.

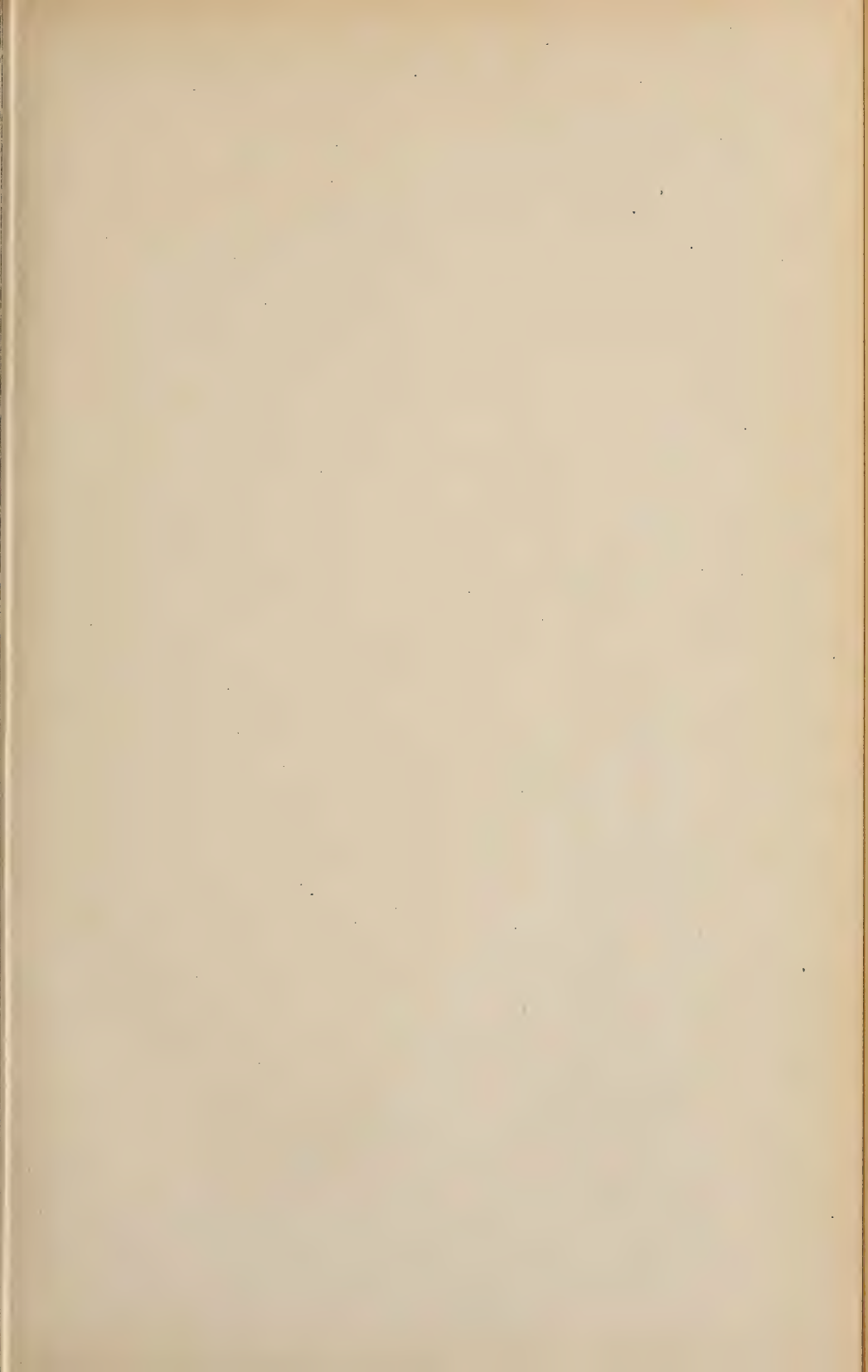
[Manuskript eingegangen am 1. Juli 1919.]

Neueingänge der Bibliothek.

- SCHULTZ, A.: Die natürlichen Landschaften von Russisch-Turkestan. Hamburgische Universität. Abhandlungen aus dem Gebiet der Auslandskunde, Bd. 2 (Reihe C. Naturwissenschaften, Bd. 1). Hamburg 1920.
- V. SEIDLITZ, W.: *Trematosaurus Fuchsi*, ein Labyrinthodont aus dem thüringischen Buntsandstein. S.-A. aus: Paläontographica, Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit, Bd. 58. Stuttgart 1920.
- TORNOW, M.: Die Geologie des Kleinen Thüringer Waldes. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1907, Bd. XXVIII, H. 3. Berlin 1907.
- WEIGELT: Die Mitteldeutschen Steinkohlenablagerungen. S.-A. aus: Bericht über die Jahresversammlung des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung, E. V. zu Halle am 22. November 1919. Halle 1919.
- WENZ, W.: Die Unteren Hydrobienschichten des Mainzer Beckens, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung. S.-A. aus: Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großh. Geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge, H. 32. 1911. Darmstadt 1911.
- Die Conchylienfauna des alluvialen Moores von Seckbach bei Frankfurt a. M. S.-A. aus: Nachrichtenblatt der deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, H. 3, 1911. Schwanheim 1911.
 - Fossile Arioniden im Tertiär des Mainzer Beckens. S.-A. aus: Wie vor, Heft 4.
 - Die fossilen Mollusken der Hydrobienschichten von Budenheim b. Mainz. II. u. III. Nachtrag. S.-A. aus: Wie vor Heft 4, 1912 u. Heft 1, 1915.
 - Alter und Herkunft der Basalte in der Gegend von Frankfurt a. M. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, IV. Leipzig u. Berlin 1913.
 - Die Arten der Gattung *Hydrobia* im Mainzer Becken. S.-A. aus: Nachrichtenblatt der deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, Heft 2 u. 3, 1913. Schwanheim 1913.
 - Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. S.-A. aus: Geol. Rundsch., Bd. V, H. 5 u. 6. Leipzig u. Berlin 1914.
 - Ein Schwemmlößvorkommen innerhalb der Mosbacher Sande. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Ver. N. F., Bd. IV, H. 1. Karlsruhe 1914.
 - Schwemmlöß von Leimen bei Heidelberg. S.-A. wie vor.
 - Die fossilen Arten der Gattung *Strobilops* PILSBRY und ihre Beziehungen zu den lebenden. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min., Jahrg. 1915, Bd. II. Stuttgart 1915.
 - Grundzüge der Tektonik des östlichen Teils des Mainzer Beckens. S.-A. aus: Abhandl. d. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Bd. 36, H. 1. Frankfurt a. M. 1914.

- WENZ, W.: Das jüngere Tertiär des Mainzer Beckens und seiner Nachbargebiete. S.-A. aus: Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt, V. Folge, H. 2, 1916. Darmstadt 1916.
- Die Hydrobienschichten von Hochstadt bei Hanau u. ihre Fauna. S.-A. aus: Jahrbücher d. Nassauischen Ver. f. Naturk. in Wiesbaden, Jahrg. 69, 1916. Wiesbaden 1916.
 - Die Öpfinger Schichten der schwäbischen *Rugulosakalke* u. ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., Bd. V, H. 2. Karlsruhe 1916.
 - Zur Kenntnis der Gattung *Strobulops* PILLS. S.-A. aus: Nachrichtenblatt der deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, H. 4, 1916. Schwanheim 1916.
 - Die Molluskenfauna der Schleichsande u. Cyrenenmergel in der Baugrube des Frankfurter Osthafens. S.-A. aus: Wie vor, 49. Jahrg., H. 4, 1917.
 - Zur Altersfrage der böhmischen Süßwasserkalke. S.-A. aus: Jahrbücher d. Nassauischen Ver. f. Naturk. in Wiesbaden, Jahrg. 70, 1917. Wiesbaden 1917.
 - Die Thalfinger Schichten der schwäbischen *Rugulosakalke* und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Veréins, N. F., Bd. VII, H. 1. Karlsruhe 1918.
 - *Cypraea moneta* L. in jungdiluvialen Ablagerungen bei Frankfurt a. M. S.-A. aus: Nachrichtenblatt der deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, H. 3, 1918. Schwanheim 1918.
 - Ueber die systematische Stellung von *Dentellocaracolus* u. *Prothelidomus*. S.-A. aus: Senckenbergiana, Bd. 1, Nr. 1. Frankfurt a. M. 1919.
 - Zur Systematik tertiärer Land- und Süßwassergastropoden II. S.-A. aus: Wie vor, Bd. I, Nr. 3. Frankfurt a. M. 1919.
 - Neue Zonitiden aus den Landschneckenkalken von Hochheim. S.-A. aus: Wie vor, Bd. I, Nr. 6. 1919.
 - Zur Nomenklatur tertiärer Land- und Süßwassergastropoden III. S.-A. aus: Wie vor.
 - Zur Nomenklatur tertiärer Land- und Süßwassergastropoden I und — Zur Systematik tertiärer Land- und Süßwassergastropoden I. S.-A. aus: Nachrichtenblatt der deutschen Malakozoologischen H. 2, 1919. Schwanheim 1919.
 - Über einen abnormen Löß von Achenheim bei Straßburg und seine Fauna. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., Bd. VIII. Karlsruhe 1919.
 - Zur Nomenklatur tertiärer Land- und Süßwassergastropoden II. S.-A. aus: Senckenbergiana, Bd. I, Nr. 3. Frankfurt a. M. 1919.
 - *Helicites sylvestrinus* SCHLOTHEIM. S.-A. aus: Wie vor, Bd. II, H. 1, 1920.
 - Zur Systematik tertiärer Land- und Süßwassergastropoden III. S.-A. aus: Wie vor.
 - Geologie. Die Auskunft. Eine Sammlung lexikalisch geordneter Nachschlagebüchlein, Heft 5.—7. Heidelberg 1920.
- WINDHAUSEN, A.: Líneas generales de la Estratigrafía del Neocomiano en el Cordillera Argentina. S.-A. aus: Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Cordoba. Buenos Aires 1918.

- WINDHAUSEN, A.: Rasgos de la historia geológica de la Planicie Costanera en la Patagonia septentrional. S.-A. aus: Wie vor.
- The Problem of the Cretaceous-Tertiary Boundary in South America and the stratigraphic Position of the San Jorge-Formation in Patagonia. S.-A. aus: American Journal of Science, Bd. 44, 1918.
- WILCKENS, O.: Was ist unter „Scharung“ zu verstehen? S.-A. aus: Diese Zeitschr., Bd. 71, 1919, M.-B. 5/7. Berlin 1919.
- Der Niagarafall. S.-A. aus: Geol. Rundsch., Bd. X, H. 1. Leipzig 1919.
- WOLFF, W.: Die Entstehung der Nord- und Ostsee. Freies Bildungswesen der Stadt Altona, 1920, Nr. 12/13.
- Die Entstehung der Insel Sylt. 2. Aufl. Hamburg 1920.
- WURM, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Bd. 71, 1919. Mon.-Ber. 8/12. Berlin 1919.
- Über einige neue Funde aus dem Muschelkalk der Umgebung von Heidelberg. (*Ptychites dux* GIEB. und *Velopecten Albertii* [GOLDF.] PHILLIPPI.) S.-A. aus: Wie vor, Bd. 66, 1914, Abhandl., H. 3. Berlin 1914.
- WITTICH, E., Über Edelsteinfunde auf der Halbinsel Nieder-Kalifornien. S.-A. aus: Centralbl. Min., Jahrg. 1914, Nr. 15, Stuttgart 1915.
- Contribuciones a la Mineralogia Mexicana. S.-A. aus: Memorias de la Sociedad Cientifica Antonio Alzate de Mexico, t. 37, num. 1, Mexico 1918.
- Morfologia y Origen de la Mesa Central de Mexico. Disertaciones cientificas de Autores Alemanes en Mexico I, Mexico 1918.
- Estudios geologicos sobre el Mineral de el Chico (Hidalgo). S.-A. aus: Société scientifique Antonio Alzate I, Mémoires, t. 38, Mexico 1919.
- Contribucion a la Geologia de Atotonilco el Grande (Hidalgo). S.-A. w. v.
-





Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.
(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 6/7. 73. Band. 1921.
Berlin 1921.
Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

	Seite
Protokoll der Sitzung am 1. Juni 1921	97
<i>Vorträge:</i>	
HARBORT, E.: Zur Morphologie und Altersfrage der Salzstöcke im unteren Allertal (Titel)	97
GOTHAN, W.: Neues von den ältesten Landfloren (Titel)	98
Protokoll der Sitzung am 6. Juli 1921	98
<i>Vorträge:</i>	
SEITZ, O.: Die stratigraphisch wichtigen Inoceramen des norddeutschen Turons	99
<i>Briefliche Mitteilungen:</i>	
QUIRING, H.: Gebirgsbau der Ostkarpathen, Deckenlehre und Vulkanismus. (Mit 4 Textfiguren)	108
PETRASCHECK, W.: Zur Kenntnis des Eocäns am Ostende der Rhodopemasse. (Mit 3 Textfiguren)	129
LEUCHS, K.: Über Grundfragen alpiner Geologie	136
WETZEL, W.: Einige neue Fundpunkte von Eem-Schichten und ihre paläogeographische Bedeutung	151
SCUPIN, H.: Ist der Dictyonemaschiefer eine Tiefseeablagerung?	153
OPPENHEIM, P.: Über <i>Brissopneustes danicus</i> SCHLÜTER im Diluvium von Berlin	156
<i>Neueingänge der Bibliothek</i>	160

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1922

Vorsitzender:	Herr POMPECKJ	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	RAUFF		JANENSCH
Vorsitzende:	DEECKE-Freiburg i. Br.		LEUCHS-München
Schatzmeister:	PICARD		SOLGER
Archivar:	DIENST		

Beirat für das Jahr 1922

Die Herren: BERGEAT-Königsberg, BUXTORF-Basel, KRUSCH-Berlin, MADSEN-Kopenhagen, STILLE-Göttingen, STREMMER-Danzig, Frh. STROMER v. REICHENBACH-München, SUESS-Wien, O. WILCKENS-Bonn.

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen;

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen** an die Gesellschaft wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bergrat Dr. Bärtling**, Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E. V. zu überweisen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 6/7.

1921.

Protokoll der Sitzung am 1. Juni 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und bespricht die eingegangenen Druckschriften.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Die *Direktion des Mineralogisch-Geologischen Museums* nebst der *Prähistorischen Sammlung in Dresden-A.*, Zwinger, vorgeschlagen von den Herren RIMANN, POMPECKJ und DIENST,

Herr cand. geol. HERMANN FOERSTER in Leipzig, Talstraße 35, vorgeschlagen von den Herren KOSSMAT, KRENKEL und PIETZSCH,

Herr Markscheider und Lehrer an der Bergschule GOTT-FRIED SCHULTE in Bochum, Schillerstraße 37, vorgeschlagen von den Herren LOEHR, MINTROP und KLIVER,

Herr Professor SUECHTING in Hannoversch-Münden, Forstliche Hochschule, vorgeschlagen von den Herren DIENST, JANENSCH und POMPECKJ.

Die Vorgeschlagenen werden als Mitglieder der Gesellschaft aufgenommen.

Darauf spricht Herr HARBORT: „Zur Morphologie und Altersfrage der Salzstöcke im unteren Allertal.“

An der Diskussion beteiligen sich der Vorsitzende und der Vortragende.

Herr GOTHAN berichtet über: „Neues von den ältesten Landfloren.“

Zum Vortrage sprechen Herr POMPECKJ und der Vortragende.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

POMPECKJ. DIENST. BÄRTLING.

Protokoll der Sitzung am 6. Juli 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und teilt mit, daß folgende Herren der Gesellschaft als Mitglieder beizutreten wünschen:

Herr Markscheider EYER in Neukirchen b. Moers, vorgeschlagen von den Herren DIENST, GOTHAN, ZIMMERMANN II,

Herr Geologe an der Bayerischen Geologischen Landesuntersuchung Dr. JOSEF KNAUER, vorgeschlagen von den Herren REIS, PFAFF, ARNDT.

Herr Dr.-Ing. WALBRECHER, Berlin NW 40, Reichstagsufer 3, vorgeschlagen von den Herren DIENST, PICARD, SCHNEIDER,

Herr Bergwerksdirektor BLAU, Betzdorf, Sieg, Mannesmannwerke

Herr Assessor KIPPENBERGER, Gießen, Mannesmannwerke, Nebenstelle,
vorgeschlagen von den Herren SCHNEIDER, HUMMEL, HARRASSOWITZ.

Herr Studienassessor und Chemiker EMIL WAHL, Barmen, Gewerbeschulstraße 135, vorgeschlagen von den Herren FUCHS, PICARD, DIENST,

Herr Ingenieur WALTER LEHMANN, Hamburg, Hellbrookstr. 83, vorgeschlagen von den Herren GÜRICH, WYSOGORSKI, GRIPP,

Herr EMIL KOCH, Hamburg, Lübecker Tor 22, Bohrarchiv des Mineralogisch-Geolog. Staatsinstituts, vorgeschlagen von den Herren WYSOGORSKI, GRIPP, ERNST,

Herr Dr. EMANUEL CHRISTA, Würzburg, Hindenburgstraße 33, vorgeschlagen von den Herren DIENST, PICARD, SCHNEIDER,

Herr Prof. Dr. OTTO SCHMIDTGEN, Direktor des Naturhistorischen Museums der Stadt Mainz, vorgeschlagen von den Herren KLEMM, SCHOTTLE, STEUER,

Herr Dr. PAUL RAMDOHR, Assistent am Geol. Inst. d. Technischen Hochschule in Darmstadt, vorgeschlagen von den Herren KLEMM, POMPECKJ, STEUER.

Die Vorgeschnlagen werden als Mitglieder der Gesellschaft aufgenommen.

Die als Geschenk eingegangenen Werke werden vorgelegt und besprochen.

Herr KEILHACK legt die vier neuerschienenen Blätter der geologischen Übersichtskarte von Deutschland 1:200000 der Umgebung von Berlin vor, und knüpft Bemerkungen über die Darstellungsart derselben an.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren POMPECKJ, SCHNEIDER und der Vortragende.

Herr SEITZ spricht über

„Die stratigraphisch wichtigen Inoceramen des norddeutschen Turons“.

Die vielfachen Irrtümer¹⁾ in der Literatur über die Auffassung der Formen, die sich um den *Inoceramus Lamarcki* PARK. gruppieren, haben durch die Woodssche Monographie²⁾ über die Lamellibranchiaten der englischen Kreide bis zu einem gewissen Grade ihre Aufklärung gefunden. Von den stratigraphisch wichtigen, bisher aber nur durch schlechte und zweifelhafte Abbildungen bekannten, alten, englischen Originalen werden zum erstenmal modernen Anforderungen entsprechende Reproduktionen und Beschreibungen gegeben. So sehr dieser Fortschritt zu begrüßen ist,

¹⁾ Vgl. HENNIG: Zur *Inoceramus*-Frage. Diese Zeitschr., M.-Ber. 64, 1912, S. 522—528.

²⁾ Woods: A Monograph of the cretaceous Lamellibranchia of England, Vol. 2, Palaeont. Soc. 1904/13.

so wird er doch in hohem Maße dadurch gemindert, daß der englische Autor verschiedene Formen, die man in Deutschland bisher als Leitfossilien einzelner Stufen zu betrachten gewohnt war, mit einem einzigen Artnamen belegte, und zwar nur mit der Begründung, daß die einzelnen Varietäten dieser Art durch Übergänge miteinander verbunden seien.

JOH. BÖHM³⁾ hat bereits auf die für die deutschen Verhältnisse geradezu verwirrende Tatsache hingewiesen, daß Woods den *Inoceramus Lamarcki* PARK. einschließlich der hierzu gestellten Varietäten von der Zone der *Rhynchonella Cuvieri* bis zu der des *Micraster coranguinum* hinauf anführt und daß sogar das PARKINSONSche Original des *I. Lamarcki* ebenso wie das MANTELLSche Original des *I. Brongniarti* wahrscheinlich aus dem obersten Horizont entstammen soll. Danach bestünde eine sehr große vertikale Verbreitung von Formen, die man in Deutschland nur in das Turon zu stellen gewohnt ist, während aus dem Emscher andere Arten vorliegen.

Die Ergebnisse, die im folgenden niedergelegt sind, stützen sich lediglich auf das reichhaltige Sammlungsmaterial der Preuß. Geologischen Landesanstalt. Daher sind Schlußfolgerungen in stratigraphischer Beziehung nur bis zu einer gewissen Grenze möglich und bei weitem nicht abschließend. Der Zweck dieses Vortrages ist erfüllt, wenn es mir gelingt die einzelnen Arten des Turons schärfer zu umreißen und nachzuweisen, wieweit sie sich stratigraphisch verwerten lassen.

Das unterste Turon ist charakterisiert durch den

Inoceramus labiatus v. SCHLOTH.

einer allgemein bekannten und vielfach beschriebenen Art, auf die näher einzugehen, es sich eigentlich erübrigt. Die Landesanstalt besitzt jedoch von ihr eine immerhin seltene Suite⁴⁾ die bezeichnendes Licht auf die außergewöhnliche Variationsbreite der Inoceramen überhaupt wirft. Es sind schlanke, schmale Formen, wie sie für die Art als typisch aufgestellt werden und zahlreiche Stücke, die einen ganz allmählichen Übergang zu dem von SCUPIN⁵⁾ abgebildeten

³⁾ JOH. BÖHM: *Inoceramus Lamarcki* auct. und *I. Cuvieri* auct. Diese Zeitschr., M.-Ber. 64, 1912, S. 399—404.

⁴⁾ Gesammelt von Herrn Geh.-Rat ZIMMERMANN, Berlin, bei Wolfsdorf in Schlesien (Urbans Steinbruch am Ziegenberg).

⁵⁾ Löwenberger Kreide. Palaeontogr. Suppl. Bd. VI, 1912/13, Taf. X, Fig. 6.

Inoceramus hercynicus PETRASCH.⁶⁾ vermitteln. (Zweifflor stimmt das Original der *I. latus* Sow.⁷⁾ mit dem *hercynicus* überein. Diese breite Varietät ist nach Woods *I. labiatus* var. *lata* Sow. zu nennen. Leider wird der stratigraphische Wert des *I. labiatus* dadurch erheblich herabgesetzt, daß in den *Scaphiten*-Schichten Formen auftreten, die mit ihm große Ähnlichkeit haben. Das mir vorliegende Material reicht aber noch nicht aus, um hierzu eine sichere Ansicht äußern zu können. Vielleicht fallen diese Formen in die Variationsbreite des *I. costellatus* Woods, auf den ich weiter unten zu sprechen komme; dann würde es sich also um Konvergenzerscheinungen handeln.

Von dem Original des

Inoceramus Lamarcki PARK.

gibt Woods drei gute Textabbildungen⁸⁾. Dieses Stück, von dem mir ein Gipsabguß vorliegt, ist bezeichnet durch den tief abgesetzten Flügel, die breite, steile Vorderseite und durch die starke Berippung. Beide Schalen sind ziemlich gleichklappig. ANDERT⁹⁾ möchte nun die am Original vorhandene schwache Längsfurche als ein morphologisches Merkmal der Art ansehen und sie aus diesem Grunde in die Nähe des *I. percostatus* G. MÜLLER¹⁰⁾ stellen, Woods ist ebenfalls geneigt, den *I. percostatus* in die Variationsbreite seines *I. Lamarcki* einzubeziehen, stützt sich dabei aber auf die wenig typischen Originale von G. MÜLLER und besonders auf eine mir sehr zweifelhaft erscheinende Abbildung bei PETRASCH¹¹⁾. Wirklich gute Abbildungen

⁶⁾ Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1903, Bd. 53, S. 156. Die besondere Ausbildung der Rippen auf Textfig. 1, S. 159 dieser Arbeit, ist auf den Erhaltungszustand der Schale, die in den Plänerkalken in eine Ebene gepreßt wurde, zurückzuführen. Ähnliches findet man in der hannoverschen Kreide bei *Labiatus*-Formen, die ebenfalls mehr oder weniger in eine Ebene gedrückt wurden.

⁷⁾ Woods, a. a. O., S. 284, Textfig. 40 und 41. Über *I. latus* MANT. siehe weiter unten.

⁸⁾ A. a. O., Fig. 63 und 64.

⁹⁾ *Inoceramus inconstans* Woods und verwandte Arten. Centralbl. f. Min. usw., Jahrg. 1913, S. 279.

¹⁰⁾ Beitrag zur Kenntnis der Oberen Kreide am nördlichen Harzrande. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für das Jahr 1887, Taf. 17, Fig. 3.

¹¹⁾ Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1906, Bd. 56, S. 163, Fig. 2.

typischer Exemplare dieser Art sind meines Wissens noch nicht veröffentlicht worden. Auf Grund eines Vergleichs mit den vielen *Percostatus*-Formen in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt komme ich zu der Auffassung, daß der *I. Lamarcki* von dem *I. percostatus* scharf zu trennen ist. Hierbei berufe ich mich vor allen Dingen auf ein sehr gut erhaltenes *Lamarcki*-Exemplar¹²⁾ aus dem „*Brongniarti*“-Quader von Prossen bei Königstein in Sachsen, das fast vollkommen mit dem Typus des PARKINSONSchen Originals übereinstimmt und ebenfalls eine schwache Rückenfurche¹³⁾ zeigt. Ganz abgesehen davon, daß die Ausbildung der Rückenfurche grundverschieden ist von derjenigen der *Percostatus*-Formen, besteht auch ein wesentlicher Unterschied in der Gesamtform und in der Berippung beider Arten. Betrachtet man ein größeres Material von *Lamarcki*-Formen, dann zeigt es sich, daß die Rückenfurche unbedingt keine Rolle spielt. Die Mehrzahl ist flacher und nähert sich damit den Textfiguren 65 und 67 bei Woods. Bemerkenswert ist eine erhebliche Gleichklappigkeit bei fast allen doppelschaligen Stücken.

An diesem Beispiel ist zu sehen, daß man bei der Bearbeitung von Inoceramen weitgehende Schlüsse auf Artverwandtschaft auf Grund einzelner Merkmale von einzelnen Stücken nicht ziehen darf. Nur bei der Berücksichtigung eines stratigraphisch einwandfrei gesammelten großen Materials und der daraus ermittelten Variationsbreite einer Art ist es im Vergleich mit der gesamten Variationsbreite einer anderen Art erst möglich, einen wirklichen Fortschritt zu erzielen^{13a)}.

Ebenfalls unter dem Namen *Lamarcki* hat MANTELL eine Form¹⁴⁾ abgebildet, die mir im Gipsabguß vorliegt und die sich vom PARKINSONSchen Original auf den ersten Blick nur durch das Fehlen der Berippung unterscheidet. Sucht man nach ähnlichen Typen in dem deutschen Turon,

¹²⁾ Gesammelt von Herrn ASSMANN, Berlin.

¹³⁾ Die Rückenfurche am PARKINSONSchen Original ist sicher keine Verdrückung.

^{13a)} Erst nach Drucklegung erhalte ich Kenntnis der Arbeiten von DURKEN und SAALFELD, die Phylognese und DACQUÉ, vergleichende Formenkunde der fossilen, niederen Tiere (beide Bornträger 1921).

¹⁴⁾ Woods: A. a. O. S. 313, Textfig. 66, und MANTELL: The Fossils of the South Downs. London 1822, Taf. 27, Fig. 1.

dann stößt man auf eine Form, die SCHLÜTER¹⁵⁾ unter dem Namen

Inoceramus inaequalvis

als selbständige Art abgetrennt hat. Die große Ungleichklappigkeit ist das Hauptmerkmal dieser Art. Der linke Wirbel erhebt sich hoch über die Schloßlinie. Die rechte Schale ist ganz flach. (Vgl. Woods Taf. 52, Fig. 6.) Sie kann aber auch stärker gewölbt sein, wie z. B. bei dem MANTELLschen Original. Aber auch dann erhebt sich der rechte Wirbel nur unbedeutend über die Schloßlinie. Der Wirbel der linken Schale ist immer stark eingerollt. Ohne Zweifel bestehen Übergänge zwischen dem typischen *I. Lamarcki* zu dem *I. inaequalvis*. (Vgl. Woods Taf. 52, Fig. 4 und 5.) Ihre Hauptverbreitung hat letztere Art in der Grenzzone zwischen *Lamarcki*- und *Scaphiten*-Schichten, sie geht aber auch in die Hochstufe des Mittleren Turons hinauf. Aus diesem Grunde scheint es mir notwendig, sie als selbständige Art¹⁶⁾ beizubehalten.

Das Original des

Inoceramus Brongniarti MANT.¹⁷⁾

steht von den bisher besprochenen abseits. Ich habe mich vergebens bemüht, unter dem großen Material der Geologischen Landesanstalt einen entsprechenden Typus zu finden. Vermutlich hat man bisher die flachen rechten Klappen des *I. inaequalvis*, besonders wenn sich einzelne Rippen auf der sonst glatten Schale einstellen, damit verglichen. Ich will nicht bestreiten, daß Übergänge zwischen dem *Brongniarti*-Typus zu dem *Lamarcki*-Typus vorhanden sein mögen. Immerhin müssen *Brongniarti*-Exemplare sehr selten sein. Es ist daher ein unglücklicher Zufall, daß gerade die Form, die es am wenigsten verdient, den Namen für eine Stufe abgegeben hat, ganz abgesehen davon, daß dem *I. Lamarcki* die Priorität gebührt. Man sollte daher nicht von *Brongniarti*-, sondern von *Lamarcki*-Schichten sprechen¹⁸⁾.

¹⁵⁾ Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeont. XXIV, S. 265.

¹⁶⁾ Vgl. STILLE: Über die Verteilung der Fazies in den *Scaphiten*-Schichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1905, S. 158.

¹⁷⁾ Vgl. die gute Abbildung bei Woods, Textfig. 68, S. 314.

¹⁸⁾ Zu demselben Ergebnis gelangte JOH. BÖHM, diese Zeitschr. 1912, 64, S. 401. Zweifellos hat in Deutschland der Name *Brongniarti* stärkere Verbreitung gefunden als der Name

Wenn Woods den

Inoceramus Cuvieri Sow.¹⁹⁾

ebenfalls als Varietät des *I. Lamarcki* betrachtet, dann sieht er vollkommen darüber hinweg, daß diese Art nur innerhalb der *Scaphiten*-Schichten verbreitet ist oder zum mindesten dort ihre Hauptverbreitung hat. JOH. BÖHM²⁰⁾ ist schon für die Selbständigkeit dieser Art eingetreten; er möchte aber auch den *I. latus* MANT.²¹⁾ hiervon getrennt halten. Dabei stützt er sich auf den Verlauf der Anwachsstreifen, die bei dem Original des *I. Cuvieri* „eine am Schloßrand stark zum Wirbel hingezogene Kurve“ bilden. Dieser Unterschied ist aber nicht so bedeutend, um als art-trennendes Merkmal zu gelten. Bei Berücksichtigung des neuen Materials, das der Sammlung der Geologischen Landesanstalt zugegangen ist, zeigt es sich nun, daß allmähliche Übergänge im Verlauf der Anwachsstreifen vom Typus des *I. Cuvieri* zu dem des *I. latus* bestehen. Alle großen, flachen, unberippten Formen mit schwach abgesetztem, großem Flügel müssen daher den Namen *I. Cuvieri* Sow. tragen. Nun gibt es aber auch Formen, bei denen sich ganz allmählich Rippen²²⁾ einstellen und Übergänge zu solchen Stücken mit starken treppenartigen Rippen. Da diese *Inoceramen* zusammen mit der glatten Art vorkommen, können sie nur als Varietät aufgefaßt werden und müssen den Namen

Inoceramus Cuvieri var. *annulata* GOLDF.²²⁾

Lamarcki und man wird mir vielleicht auf Grund der oben dargelegten Ansichten formale Prioritätstüftelei zum Vorwurf machen. Demgegenüber möchte ich aber hervorheben, daß die beiden in Frage stehenden Originale gut erhalten sind und daß von ihnen heute sehr gute Abbildungen bei Woods zur Verfügung stehen. Man kann also die ganze Angelegenheit nicht vergleichen mit denjenigen Fällen, bei denen auf Grund sehr mangelhaft erhaltener Stücke neue Arten aufgestellt wurden. Solche Speziesnamen sollten in der Tat keine Berücksichtigung finden.

¹⁹⁾ Woods: A. a. O., S. 315, Fig. 73; S. 319, Fig. 77.

²⁰⁾ A. a. O. S. 403 und diese Zeitschr. 63, 1911, M. Ber. S. 569.

²¹⁾ Woods: A. a. O. S. 318, Fig. 76.

²²⁾ JAMES SOWERBY bildet in den Transact. Linn. Soc. London, 13, 1822, S. 458 neben der kleinen glatten Form, die Woods als Textfig. 73 wiedergibt, ein 45 cm hohes und 40 cm breites Bruchstück eines *Inoceramus* ebenfalls unter dem Namen *Cuvieri* ab, auf dem eine schwache Berippung zu sehen ist. Zur Varietät *Annulata* können folgende Abbildungen bei Woods gestellt werden: S. 320, Textfig. 78; S. 323, Fig. 82; S. 325, Fig. 84.

erhalten. Daß auch Übergänge zu dem *I. Lamarcki* vorhanden sind, kann nicht als Grund für die Zusammenfassung beider Arten im Woodsschen Sinne angeführt werden, denn der *I. Cuvieri* hat sich doch in aufeinanderfolgenden Schichten aus seiner Stammform entwickelt.

In den *Scaphiten*-Schichten kommt in großer Häufigkeit eine Art vor, die bisher vielfach als *I. undulatus* MANT. bestimmt und beschrieben wurde. Nach dem mir vorliegenden Gipsabguß des MANTELLSchen Originals und auch nach der von Woods gegebenen Abbildung ist der *I. undulatus* eine Form, die in nächste Nähe des *I. inaequalis* SCHLÜT. zu stellen ist und sich von ihm nur durch schwache, regelmäßige Rippen unterscheidet. In der Ausbildung der allgemeinen Form und in der Art und Weise, wie sich der Wirbel über die Schloßlinie erhebt, stimmen die linken Schalen beider Spezies sehr gut miteinander überein. Die aus den *Scaphiten*-Schichten als *I. undulatus* beschriebene Art hat nichts mit dem MANTELLSchen Original gleichen Namens zu tun. Vielmehr kann sie nur mit dem

Inoceramus Websteri MANT.

und der von Woods neu aufgestellten Art *I. costellatus* verglichen werden.

Die Regelmäßigkeit der scharfkantigen Rippen, die STILLE²³⁾ als auffälligstes Merkmal seines *I. undulatus* hervorhebt, tritt bei Schalenexemplaren nicht so deutlich in Erscheinung als an Steinkernen. Diese Regelmäßigkeit wird nämlich verwischt durch die eigenartige Ausbildung der Anwachsstreifen, die zweifellos einen Wechsel in der Geschwindigkeit oder auch einen Stillstand des Wachstums der Schale bedeuten. Im allgemeinen fällt bei vorliegender Art die Kante einer Rippe zusammen mit einem Anwachsstreifen; sie bedeutet also einen Stillstand in der Vergrößerung der Schale. Dann setzte ein stärkeres Wachsen plötzlich unter Richtungsänderung ein. Dadurch steht der ältere Teil der Schale gesimsartig und zackig zerbrochen über dem jüngeren Teil ab. Bei weiterem Wachsen wird die ursprüngliche Richtung nicht gleichbleibend eingehalten, sondern die Schale biegt allmählich um, wobei es zur Ausbildung der zwischen den Rippen gelegenen Hohlkehle kommt. Dann

²³⁾ STILLE: A. a. O. S. 160. Eine richtige Bestimmung war auf Grund der schlechten MANTELLSchen Abbildungen bisher ganz ausgeschlossen.

tritt wiederum ein Stillstand ein; die Schale ist bei der Kante der nächsten Rippe angelangt und der Vorgang wiederholt sich von neuem. Dieser regelmäßige Verlauf wird nun dadurch gestört, daß auch innerhalb einer Hohlkehle gelegentlich schwächere Anwachsstreifen entstehen.

Von dem MANTELLSchen Original des *I. Websteri* gibt Woods leider eine etwas verschwommené Abbildung (Textfig. 71, S. 315). Besser sind dagegen seine Textfig. 72 und die Abbildungen auf Taf. 53, Fig. 1 und 2, die sehr gut die oben geschilderte Ausbildung der Anwachsstreifen und Rippen zeigen.

In der allgemeinen Form nähert sich der *I. Websteri* sehr dem *I. Lamarcki*. Der Flügel ist mehr oder weniger stark abgesetzt, die Vorderseite steil abfallend bis eingezogen. Die Wölbung der Schale gleichmäßig gerundet (wie Textfig. 72 und Taf. 53, Fig. 2 bei Woods), oder aber auch ungleichmäßig, d. h. im späteren Wachstum ist die Umbiegung der Schale knickartig erfolgt. Viel häufiger als die soeben beschriebene Art ist der

Inoceramus costellatus Woods²⁴⁾,

der eine flachere Schale als der *I. Websteri* hat und sich durch regelmäßige scharfkantige Berippung auszeichnet. Beide Arten stimmen in der Ausbildung der Rippen und in der geringen Größe der Schale, die nur bei wenigen Exemplaren über 4 cm hinausgeht, überein. Nach den von Woods gegebenen Abbildungen sollte man glauben, daß es sich um eine Form von geringer Variationsbreite handelt. In der Sammlung der Geologischen Landesanstalt finden sich jedoch Stücke, die einen allmählichen Übergang zu dem *I. Websteri* vermitteln. Ich bin nicht in der Lage, auf Grund des Sammlungsmaterials zu entscheiden, ob der *I. Websteri* und der *I. costellatus* in der Tat zwei verschiedene Arten darstellen, die jede für sich vielleicht für bestimmte Zonen innerhalb des Scaphitenpläners leitend sind. Solange durch exakte Profilaufnahmen eine derartige Tatsache nicht nachgewiesen ist, hat die von STILLE vertretene Auffassung, der die beiden Arten unter dem gemeinsamen Namen *undulatus* beschrieben hat, viel für sich. Seiner sachlichen Beschreibung und der Kennzeichnung der außergewöhnlichen Variationsbreite kann ich nichts weiteres hinzufügen.

²⁴⁾ A. a. O. S. 336 und Taf. 54, Fig. 5—7.

Unter dem Namen *I. inconstans* hat Woods²⁵⁾ verschiedene Arten zusammengefaßt, aus denen sich der

Inoceramus Schlönbachi JOH. BÖHM²⁶⁾

scharf heraushebt. Man wird diese Art in der von JOH. BÖHM geprägten Umgrenzung beibehalten, weil sie nur in dieser Auffassung als Leitfossil für das Oberste Turon geeignet ist.

Die stratigraphische Verteilung der beschriebenen Arten gibt folgendes Schema²⁷⁾:

Oberturon	<i>Schlönbachi</i> -Schichten	<i>I. Schlönbachi</i> JOH. BÖHM
Mittel-Turon	<i>Scaphiten</i> -Schichten	<i>I. Cuvieri</i> Sow. + var. <i>annulata</i> GOLDF. <i>I. costellatus</i> WOODS + (var. ?) <i>Websteri</i> MANT. <i>I. inaequalvis</i> SCHLÜT.
	<i>Lamarcki</i> -Schichten	<i>I. inaequalvis</i> SCHLÜT. <i>I. Lamarcki</i> PARK.
Unterturon	<i>Labiatus</i> -Schichten	<i>I. labiatus</i> SCHLOTH. + var. <i>lata</i> Sow. = <i>hercynicus</i> PETRASCH.

In der vertikalen Verbreitung setzen der *I. labiatus*²⁸⁾ und der *I. Schlönbachi* ziemlich unvermittelt ein. Zwischen diesen beiden Arten bestehen zu denjenigen des Mittleren Turons wahrscheinlich keine oder nur sehr seltene Übergänge. Es wird daher das Mittelturon verhältnismäßig leicht vom Unter- und Oberturon zu trennen sein. Dagegen bestehen zwischen den verschiedenen Arten des Mittelturons ganz allmähliche Übergänge. Eine scharfe Grenze allein auf Grund der Inoceramen zwischen *Lamarcki*- und *Scaphiten*-Schichten zu ziehen, dürfte daher kaum möglich sein.

Zum Vortrage äußern sich die Herren POMPECKJ, RAUFF, BÖHM, BERNAUER und der Vortragende.

²⁵⁾ A. a. O. S. 285 und ANDERT a. a. O.

²⁶⁾ JOH. BÖHM a. a. O.

²⁷⁾ Wie H. SCHROEDER in den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Lief. 174 (die Blätter Salzgitter, Lutter a. B. usw.) darlegt, können die Inoceramen des Turons nicht als Zonenfossilien gleich den Jura-Ammoniten angesprochen werden. Die für eine „Zone“ leitende Art kommt auch in höherem und tieferem Niveau vor.

²⁸⁾ Wenn man von den *labiatus*-ähnlichen Exemplaren in den *Scaphiten*-Schichten absieht

Der Vorsitzende schließt die Sitzung mit dem Hinweis auf die bevorstehende Hauptversammlung in Darmstadt.

V. W. O.

SCHNEIDER.

POMPECKJ.

JANENSCH.

Briefliche Mitteilungen.

4. Gebirgsbau der Ostkarpathen, Deckenlehre und Vulkanismus.

Von Herrn H. QUIRING, Berlin.

(Mit 4 Textfiguren.)

Berlin, den 3. April 1920.

In den Monaten vor dem Zusammenbruch der Mittelmächte hatte ich bei der Untersuchung von Erzlagerstätten in den Ostkarpathen (Bistritzgebirge) Gelegenheit, geologische Beobachtungen zu machen. Insbesondere konnte ich einen nahe der Dreiländerecke zwischen Siebenbürgen, Moldau und der Bukowina gelegenen Teil des kristallinen Grundgebirges mit aufgelagerten permischen Sedimenten im Maßstabe 1:25 000 kartieren. Über die Ergebnisse werde ich im einzelnen an anderer Stelle berichten¹⁾; hier möchte ich mir gestatten, nach Besprechung der Tektonik des Bistritzgebirges kurz meine Auffassung von dem Gebirgsbau der Ostkarpathen und den Vorgängen mitzuteilen, die für die Entstehung der tektonischen Erscheinungen maßgebend gewesen sind.

Die aufgenommenen Teile des Grundgebirges umfassen das Bergland am linken Ufer der Goldenen Bistritz, das bis zu 1400 m Meereshöhe aufsteigt und in seiner Oberflächengestaltung, vor allem in seinen gerundeten Formen,

¹⁾ H. QUIRING, Die Manganerzvorkommen in den kristallinen Schiefer der bukowinischen Waldkarpathen. Arch. f. Lagerstättenforschung, herausgeg. v. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Heft 30, Berlin 1921.

lebhaft an die deutschen Mittelgebirge erinnert. Am Aufbau nehmen hauptsächlich Glimmerschiefer verschiedenster Zusammensetzung und Ausbildung, Kieselschiefer und kristalline Kalke teil. Die kristallinen Gesteine sind bis auf einige Gneise, die lagenartig den Schiefen und Kalken eingeschaltet sind und deren Struktur auf vulkanische Entstehung hinweist, als regional-metamorphe Sedimente verschiedenen, jedoch sicher präpermischen Alters zu betrachten. Transgredierend überdeckt wird der kristalline Rumpf von jüngeren nichtkristallinen Ablagerungen (Konglomeraten, Sandsteinen, Schiefen, dolomitischen Kalken), deren stratigraphische Stellung wegen Mangels an fossilen Resten unsicher ist, die jedoch nach dem Vorgange von A. v. ALTH, dessen Ansicht sich C. M. PAUL²⁾, der hervorragendste Bearbeiter der Geologie der Bukowina, und UHLIG³⁾ angeschlossen haben, dem Verrucano der Alpen gleichgestellt werden. Mesozoische Schichten sind im Aufnahmegebiet nicht entwickelt, doch deuten die in der Nachbarschaft an den Flanken des Kerngebirges auftretenden triadischen, jurassischen, kretazeischen Sedimente darauf hin, daß auch im Mesozoikum das Meer verschiedentlich den alten Rumpf, wenn auch nicht vollständig, überflutet haben muß. Eigentümlicherweise ist in der Verbreitung der mesozoischen Sedimente ein Unterschied insofern festzustellen, als der Nordostrand des Kerngebirges ein fast ununterbrochenes Band permischer und triadischer, weiterhin kretazeischer und tertiärer Sedimente trägt, wogegen der Südwestrand ausschließlich von jungen oberkretazeischen und tertiären Ablagerungen gebildet wird. Damit ist jedoch die Asymmetrie der Umrahmung des kristallinen Kernes nicht allein gegeben. Es bestehen neben faziellen Unterschieden in der Entwicklung der Oberkreide und des Eocäns tiefgreifende Verschiedenheiten im tektonischen Bau und in Art und Auftreten der vulkanischen Massen.

Der tektonische Bau des Bistritzgebirges.

Auf dieser Eigentümlichkeit, dem Gegensatz zwischen den aufgeschuppten bzw. gefalteten mesozoischen Schichten des Nordostrandes (Außenrandes) zu den jungen flach-

²⁾ C. M. PAUL, Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1876, S. 281 ff.

³⁾ UHLIG, Bau und Bild der Karpathen in SUSS, Bau und Bild Österreichs. Wien-Leipzig 1903. S. 687.

gelagerten Sedimenten und vulkanischen Aufschüttungen des Südwestrandes (Innenrandes) beruht nach UHLIG die „sogenannte Einseitigkeit“ der Ostkarpathen⁴⁾. Ihr ist es auch nicht zum geringsten Teil zuzuschreiben, daß eine Übertragung der Deckentheorie der Alpen auf die Ostkarpathen versucht worden ist⁵⁾. Die Spezialaufnahme des bezeichneten Teiles des kristallinen Kernes der Ostkarpathen hat nun ergeben, daß diese Einseitigkeit des Gebirgsbaues nicht nur scheinbar in der Gesamtanlage vorhanden ist, sondern wirklich besteht und auch im Innern des Kernes zu erkennen ist. Von einem symmetrischen Faltenbau des Grundgebirges, wie ihn mit gewissen Einschränkungen PAUL⁶⁾ angenommen hat, kann nicht die Rede sein. Ebenso wenig aber auch von einem isoklinalen, den UHLIG⁷⁾ und MOGILNICKI⁸⁾ beobachtet zu haben glauben. Die Anschauung⁹⁾ der beiden letztgenannten Forscher ist dadurch hervorgerufen worden, daß die kristallinen Schichten überwiegend nach N und O einfallen. In der Tat zeigen dies unzweideutig die von mir begangenen Aufschlüsse. So fallen auf Kartenblatt Jakobený—Uhradna die kristallinen Schiefer in 89 Aufschlüssen 77mal nach N und O, nur 12mal nach S und W ein. Die Ansichten von UHLIG und MOGILNICKI setzen jedoch ein System von überkippten Falten voraus, das nicht besteht. Nicht einmal im Zuge der den Kern bei Jakobený und Ciocanesti überlagernden Verrucano-Sedimente, die auf den ersten Blick eingefaltet erscheinen, war es möglich, eine Muldenlinie zu konstruieren. Die Aufnahme ergab unzweideutig, daß zwar der Westrand der „permischen“ Konglomerate und Dolomite¹⁰⁾ fast durch-

⁴⁾ UHLIG, Bau und Bild usw., a. a. O. S. 902.

⁵⁾ LIMANOWSKI, Rzut oka na architekture karpat. Kosmos, Lemberg 1905. XXX. — DERS., Sur la genèse des Klippes des Carpathes. Bull. Soc. géol. France, 4. ser. t. VI, S. 151.

⁶⁾ PAUL, Geologie der Bukowina, a. a. O., S. 267.

⁷⁾ UHLIG, Bau und Bild usw., S. 798.

⁸⁾ v. MOGILNICKI, Manganerzlagertstätten der südl. Bukowina. Berg- u. Hüttenmännisches Jahrb., Wien 1917. Heft 1. Taf. III.

⁹⁾ Die Ansichten von UHLIG und MOGILNICKI sind übrigens einander völlig entgegengesetzt.

¹⁰⁾ UHLIG (Bau u. Bild Österreichs a. a. O. S. 801) sagt über diesen Zug permischer Sedimente, daß er „inmitten der Schieferzone im einseitig gehobenen durch Längsbrüche abgeschnittenen Schollen“ auftrete. Diese Ausdrucksweise verschleiert die tatsächlichen Verhältnisse. Die Konglomerate und Dolomite fallen in dem Abschnitt, den UHLIG im Auge hat, flach nach Osten,

gänglich von der alten Transgressionsfläche gebildet, der Ostrand jedoch durch eine Überschiebungslinie bestimmt wird. Aber noch ein zweites Argument spricht gegen den isoklinalen Faltenbau. Die im Zuge der mittleren Gruppe der kristallinen Schiefer zwischen Schara Dorna und Kirlibaba auftretenden manganerzführenden Kiesel-schiefer erscheinen, von wenigen Ausnahmefällen abgesehen, nicht wiederholt, sondern nur einmalig. Die Ausnahmen sind teilweise durch eine wenig intensive Faltung, teilweise durch Schuppung auf Überschiebungsflächen, bedingt. Der einseitige Bau des kristallinen Kernes samt den ihm verbundenen Verrucano-Sedimenten ist mehr auf Überschiebung, als auf Faltung zurückzuführen.

Die kristallinen Gesteine sind in der Hauptsache durch NO—SW gerichteten Zusammenschub aus ihrer horizontalen Lage gebracht worden. Die Neigungswinkel überschreiten stellenweise 60°. Die Durchschnittsneigung beträgt jedoch weniger als 30°. 141 Aufschlüsse ergaben eine mittlere Neigung der kristallinen Schiefer von 28°. Sie ist etwas größer als bei den Verrucano-Konglomeraten und Dolomiten, die eine mittlere Neigung von 22,7° zeigten. Die stratigraphisch und tektonisch vorhandene Diskordanz zwischen dem Kerngebirge und den permischen Schichten scheint sich hierin auszuprägen. Auch die Verrucano-Sedimente fallen vorwiegend nach N und O ein. Da zwischen ihnen und den kristallinen Gesteinen ein tektonischer und stratigraphischer Hiatus besteht und die Verrucano-Schichten ebenfalls von streichenden Druckstörungen (Überschiebungen) betroffen sind, so muß nach Ablagerung dieser „permischen“ Sedimente noch eine zweite Pressungsperiode eingetreten sein, die der „vorpermischen“ Pressung gegenüberzustellen ist. Beide haben in gleicher Richtung gewirkt — die aktivere Druckkomponente hat hierbei im NO gelegen — und das aufgenommene Gebiet mindestens um ein Achtel, bei Berücksichtigung der Überschiebungen um etwa ein Fünftel der ursprünglichen Breite zusammengeschoben. Das bei der heutigen Bedeckung etwa 20 km breite Kerngebirge war also ursprünglich etwa 25 km breit. Durch

überdecken auf der urspr. Transgressionsfläche den kristallinen Kern, sind ihrerseits aus östlicher Richtung vom kristallinen Gebirge überschoben und zum Teil völlig verdrückt. Längsbrüche, d. h. Sprünge in der Streichrichtung, habe ich nicht beobachtet.

eine Zusammenpressung erfährt bekanntlich ein Schichtenpaket eine bestimmte Erhöhung, die in unserem Falle bei Annahme einer Mächtigkeit der zusammengepreßten Schichten von 5 km auf rund 1200 m zu veranschlagen ist. Aus dem Gebirgsbau des Aufnahmegebietes geht somit hervor, daß die während der Pressungsperioden erfolgten Hebungen des Gebietes über den Meeresspiegel zum nicht geringen Teil als Folgen der seitlichen Zusammenpressung zu betrachten sind.

Die Tektonik des Aufnahmegebietes wird jedoch nicht allein durch die Lagerung der Schichten und die Überschiebungen bestimmt. Ebenso zahlreich wie die Überschiebungen sind die Verwerfungen auf Sprüngen. Die Sprünge verlaufen regelloser und sind unabhängiger von der Streichrichtung der verworfenen Schichten. Die beiden Hauptrichtungen sind N—S und O—W. Im N des aufgenommenen Gebietes bei Ciocanesti herrscht erstere, im S bei Jakobeny letztere vor. Die Störungen konnten vielfach auf mehrere Kilometer Länge verfolgt werden; das vertikale Maß der Verwerfung war z. T. auf mehrere 100 m zu veranschlagen. Die Ost—West-Sprünge zeigen in der Mehrzahl der Fälle eine Senkung der Südschollen und fallen meist staffelförmig nach S. Dies ist ein Zeichen dafür, daß die horizontalen Zerrkräfte, die zur Entstehung der Sprünge führten, aus südlicher Richtung gewirkt haben.

Die Gebirgsbewegungen.

1. Die karbonische Pressungsphase.

Es ist eine offene Frage, wie viele Gebirgsbewegungen im Laufe des Paläozoikums der kristalline Kern der Ostkarpathen erfahren hat. Werden die klastisch- bzw. eruptiv-metamorphen Gesteine verschiedenen Formationen des Paläozoikums zugewiesen, so ist kein Grund vorhanden, z. B. präkarbonische Gebirgsbewegungen zu leugnen. Ein Nachweis derartiger alter Stauchungen ist jedoch zurzeit nicht möglich. Die älteste erkennbare Pressungsbewegung hat die obersten Teile des kristallinen Gebirges, die phyllitischen Tonschiefer, mitbetroffen. Werden diese in Anlehnung an die Vorschläge der Karpathenforscher in das Karbon gestellt, so muß die Pressungsphase spätkarbonisch sein, wobei in Anbetracht der Unsicherheit in der stratigraphischen Stellung der von der Faltung nicht betroffenen Verrucano-Sedimente die Möglichkeit offen

bleibt, daß die Gebirgsbewegung bis in das Perm hinein angedauert hat. Die Regionalmetamorphose hat ebenfalls nur präpermische Schichten beeinflusst, so daß sie als eine Begleiterscheinung der karbonischen Pressung angesehen werden kann.

Zu den Auswirkungen bzw. Nebenerscheinungen der karbonischen Faltungsphase sind daher zu rechnen:

- a) Zusammenpressung der Schichten in Nordost- bis Südwestrichtung, wobei die aktivere Druckkomponente von NO her gewirkt hat.
- b) Aufrichtung, Faltung und Überschiebung.
- c) Hebung über den Meeresspiegel.
- d) Schieferung und regionale Umwandlung der klastischen bzw. eruptiven präpermischen Gesteine.

Die Anerkennung eines einseitigen tangentialen Zusammenschubes, nicht aus südwestlicher, sondern aus nordöstlicher Richtung, zu der auch UHLIG für die östlichen Teile der Karpathen gelangt ist, bringt die Karpathen in einen Gegensatz zu anderen Gebirgsbögen, bei denen zumeist der aktivere Faltungsdruck von der konkaven (Innenseite) her gewirkt hat. Dieser Gegensatz ist, wie noch gezeigt werden wird, durch die besonderen Bedingungen und Widerstände hervorgerufen, die zur Zeit der Aufstauchung vorhanden waren.

2. Die obertriadische Pressungsphase.

In deutlicher stratigraphischer Diskordanz überdecken zwischen Ciocanesti und Argestru teils auf dem linken, teils auf dem rechten Bistritzufer die nichtkristallinen Verrucano-Sedimente den kristallinen Kern. Nur stellenweise fehlen die Transgressionskonglomerate an der Basis, nämlich dort, wo Störungen, Sprünge und Überschiebungen sie unterdrückt haben. Wie erwähnt, sind die Verrucano-Sedimente ihrerseits wieder von kristallinen Gesteinen überschoben. Wir gelangen damit zur Anerkennung einer zweiten Gebirgsbewegung, die das Grundgebirge tektonisch umgestaltet hat. Einen Anhalt für die Bestimmung des Zeitpunktes dieser nachpermischen Pressungsperiode kann die Tatsache bieten, daß der Ablagerung der Trias in den Ostkarpathen eine bis in den Jura hinein andauernde Landperiode gefolgt ist. In der Oberen Trias hat sich wiederum eine Hebung des Karpathenkernes über den Meeresspiegel vollzogen, die mit einer stärkeren Gebirgsbewegung verknüpft gewesen sein kann. Jedenfalls hat

die Pressungsperiode im Mesozoikum stattgefunden. Zu dieser Anschauung haben mich weniger die Schlußfolgerungen UHLIGS¹¹⁾ veranlaßt, als vielmehr die Beobachtung¹²⁾, daß die zahlreichen und z. T. weiten Überschiebungen im mittleren Teil des Grundgebirges, die z. B. die kristallinen Schiefer auf den Verrucano-Dolomit des Eisenthals, von Manzthal und Pucios aufgeschoben haben, im Tertiärgebiet des Südwestrandes, z. B. am Petrele arse bei Schara Dorna, fehlen. Kreide und Tertiär des Südwestrandes der Ostkarpathen besitzen ausschließlich Schollengebirgsstruktur, haben also keine Pressungen, vielmehr im Känozoikum tangential Zerrungen erlitten. Mit dieser Feststellung des Fehlens jeglicher Druckstörungen entfällt übrigens die Möglichkeit, diesen jungen Sedimenten des Innenrandes den Deckfaltenbau aufzuoktroyieren, wie das durch LIMANOWSKI und auch durch UHLIG¹³⁾ geschehen ist. Es wird darauf noch zurückzukommen sein.

Die zweite Pressungsphase ist demnach in die Zeit zwischen Mittlerer bzw. Oberer Trias und Oberer Kreide zu legen. Die auch in den Lagerungsverhältnissen der nordöstlichen Randzone sich ausprägende Diskordanz zwischen den triadischen Sedimenten und den sie überlagernden Jura- und Kreideschichten, ferner die Effusionen basischer Eruptivgesteine (Serpentin, Melaphyr und Albitporphyrit) bei Breaza und Pozoritta in der Trias¹⁴⁾ weisen darauf hin, daß die Gebirgsbewegung mit der Hebung des Gebirges über den Meeresspiegel in der zweiten Hälfte der Trias zusammenfällt.

Auf die obertriadische Pressungsphase können folgende Erscheinungen in den Ostkarpathen zurückgeführt werden:

a) Weitere Zusammenpressung des Grundgebirges (einschließlich der permisch-triadischen Überlagerung) in Nordost- bis Südwestrichtung, wobei in gleicher Weise wie

¹¹⁾ UHLIG, Bau und Bild Österreichs, a. a. O., S. 902.

¹²⁾ Diese Beobachtung ist allerdings kein vollgültiger Beweis für die Annahme einer mesozoischen Pressungsphase. Ich darf hierbei hervorheben, daß die Annahme einer mesozoischen Pressung nur als Arbeitshypothese zu gelten hat.

¹³⁾ UHLIG, Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsbericht der math.-naturw. Klasse der K. Akad. d. Wissenschaften. 1907. S. 871 ff.

¹⁴⁾ PAUL, Geologie der Bukowina, a. a. O., S. 268 und UHLIG, Bau und Bild Österreichs, a. a. O., S. 900.

bei der karbonischen Faltung die aktivere Druckkomponente von NO her gewirkt hat.

b) Weitere Aufrichtung und Überschiebung der kristallinen Gesteine unter Mitaufrichtung und Schuppung der permischen und triadischen Sedimente.

c) Hebung über den Meeresspiegel, vornehmlich durch seitliche Zusammenpressung verursacht.

d) Aufschüttung basischer Eruptiva im Bereich der hart gegen den kristallinen Kern gepreßten und steil aufgerichteten nordöstlichen triadischen Randzone.

Die triadische Pressung hat nicht, wie UHLIG¹⁵⁾ von seiner zweiten Faltungsphase behauptet, den Kern als Ganzes gehoben, vielmehr ist ebenso wie bei der ersten Pressung die Hebung des Grundgebirges als resultierende Bewegung zu betrachten und auf eine Erhöhung des Schichtenpakets durch Schichtenaufrichtung und Überschiebung zurückzuführen. Wie weit die triadische Pressung über den heute zutage tretenden kristallinen Kern hinaus nach SW hin sich fortgesetzt hat, kann nicht gesagt werden, da dort permische bzw. triadische Sedimente nicht entwickelt, bzw. von jüngeren Ablagerungen und Eruptivgesteinen verdeckt sind.

3. Die jüngeren Pressungsphasen.

Die jüngeren Faltungsphasen, von denen UHLIG noch drei unterscheidet, sind in ihren Auswirkungen im tektonischen Bild des Gebirgskernes nicht mit Sicherheit erkennbar¹⁶⁾. Die mesozoischen und känozoischen Schichten der südwestlichen Randzone sind vom Zusammenschub, wie bereits hervorgehoben, gänzlich unberührt geblieben.

¹⁵⁾ UHLIG's Schlüsse (Bau und Bild, a. a. O. S. 904), die er aus der „Emporpressung“ der Zentralkerne ableitet, namentlich die Zerreißung der mitgehobenen mesozoischen Deckschichten längs Scheitelbrüchen infolge von Streckung und Zug sind, soweit sich diese Vorgänge auf die zweite Faltungsphase beziehen, abzulehnen. Im Gegenteil zeigen die im Kern des Gebirges auftretenden Verrucano-Schichten nicht Zerrung, sondern starke seitliche Zusammenpressung in der Faltungsrichtung. Die Tatsache, daß auch Zerrungen, die jedoch völlig unabhängig von der zweiten Faltungsphase sind, im Mesozoicum und Känozoicum Bruchlinien sowohl im Bereich des Grundgebirges als auch der jüngeren Ablagerungen erzeugt haben, wird durch die Ablehnung der UHLIG'schen Deutung nicht berührt.

¹⁶⁾ Es ist jedoch wahrscheinlich, daß einige tektonische Erscheinungen des kristallinen Kernes mit einer oder der anderen der jüngsten Pressungsphasen zusammenhängen.

Dagegen wurde das nordöstliche Randgebiet, die äußere Sandsteinzone, erheblich beeinflußt, und zwar, wenn die Aufnahmen ZAPALOWICZ¹⁷⁾ in der Marmaros in dieser Weise gedeutet werden dürfen, derart, daß die aktivere Schubkomponente von S her, also vom kristallinen Gebirge aus, gewirkt hat. In der Marmaros und stellenweise auch in der Bukowina und Nordmoldau erscheint die nördliche Zone der neokomen Sandsteine von nach S bzw. W fallenden Überschiebungsflächen durchsetzt, selbst die kristallinen Schiefer dürften auf größere Erstreckung hin auf den Flysch aufgeschoben sein¹⁸⁾.

4. Die Zerrungsphasen im Mesozoikum und Tertiär.

Der Umstand, daß die Bruchlinienstruktur der Ostkarpathen weit weniger bekannt ist als der Faltenbau, erschwert in hohem Maße eine Festlegung der Zeiten, in denen die Schollenverschiebungen, die Verwerfungen auf den Sprüngen, erfolgt sind. Im Aufnahmegebiet hat sich gezeigt, daß die Sprünge in allen Fällen jünger als die erste Faltung der Schiefer und in ihrer Mehrzahl auch jünger als die permischen Sedimente sind. Sie haben demnach vorwiegend mesozoisches bzw. känozoisches Alter. Daß sie z. T. sicher jung sind, geht daraus hervor, daß die aufgenommenen tertiären Schichten an der Südwestseite des Grundgebirges bei Schara Dorna von jungen Sprüngen betroffen worden sind, die in Nord—Süd-, Ost—West- und Nordwest—Südostrichtung verlaufen. Es ist daher anzunehmen, daß auch die großen Nord—Süd- bzw. Ost—West-Störungen von Ciocanesti und Jakobenj junger (posteoocäner) Entstehung sind. Bei den bezeichneten Störungen handelt es sich ausschließlich um echte durch horizontale Zerrung ausgelöste Sprünge.

Die bei der Mehrzahl der Ost—West-Sprünge zu beobachtende Senkung der südlichen Scholle gibt einen Fingerzeig zur Beurteilung der Richtung, aus der die aktivere Zerrungskomponente gewirkt hat. Sie muß im S gelegen haben, d. h. im sog. Rückland (Hinterland) der Ostkarpathen. Die Schollengebirgsstruktur der mesozoischen und känozoischen Schichten des Innenrandes der Ostkarpathen hat

¹⁷⁾ H. ZAPALOWICZ, Eine geol. Skizze d. östl. Teiles d. pokutisch-marmaroscher Grenzkarpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1886, S. 361 ff.

¹⁸⁾ Vgl. hierzu die w. u. gemachten Ausführungen.

somit, wie sich aus den Aufnahmen ergeben hat, auch den kristallinen Kern beeinflusst, so daß er zum Rumpfschollengebirge geworden ist. Der kristalline Kern vermittelt gewissermaßen die Gegensätze zwischen der zusammengeschobenen Außenrandzone und der gezerrien Innenrandzone.

Ostkarpathen und Deckenlehre.

Wer als reichsdeutscher Geologe in die Ostkarpathen kommt und sich mit deren tektonischem Bau beschäftigt, kann bei aller Anerkennung für das unter schwierigsten Verhältnissen von den österreichischen und ungarischen Berufsgenossen Geleistete ein Erstaunen nicht unterdrücken. Weniger darüber, daß die kartenmäßige Aufnahme des schwer zugänglichen Berglandes noch so sehr im Rückstande ist — für die Bukowina liegt nur eine geologische Karte im Maßstabe 1:288 000 vor¹⁹⁾, die, beiläufig erwähnt, aus dem Jahre 1876 stammt und daher nicht eine einzige Störungslinie enthält —, als vielmehr die Art und Leichtigkeit, mit der trotz dieser unzulänglichen Unterlagen die schwierigsten tektonischen Probleme in der Literatur behandelt werden. Kein deutscher Geologe würde sich vermessen, etwa unter Zugrundelegung der v. DECHENSchen Karte (Maßstab 1:75 000) den tektonischen Bau des rheinischen Schiefergebirges zu deuten. Jahrelanges Spezialstudium, Aufnahmen im Maßstabe 1:2000 bis 1:25 000 sind nötig geworden, um auch nur einigermaßen die Tektonik der deutschen Mittelgebirge in ihren Grundzügen zu erkennen. Und welche Fülle von Problemen harrt noch der Lösung! Wie merkwürdig erscheint es unter diesem Gesichtspunkt, daß nicht nur die Alpen, sondern auch die nach deutschen Begriffen fast unerforschten Karpathen als Versuchsobjekte für neue und neueste Theorien herhalten müssen.

Noch im Jahre 1903 hatte UHLIG²⁰⁾ ausgesprochen, daß die Anhänger der Deckschollentheorie in den Karpathen wenig Anregung finden dürften, aber schon 1907 gibt er den Widerstand gegen die Übertragung der Deckenlehre auf die Karpathen auf, wird zu ihrem einflußreichsten Verfechter²¹⁾ und zwingt auch die Ostkarpathen in die

¹⁹⁾ PAUL, Geologie der Bukowina, a. a. O., Taf. XVII.

²⁰⁾ UHLIG, Bau und Bild Österreichs, a. a. O., S. 770.

²¹⁾ UHLIG, Über die Tektonik der Karpathen, Sitzungsber. der math.-naturw. Klasse der K. Akad. d. Wissenschaften, Wien 1907, S. 871 ff.

Vorstellung hinein, die wie ein Rausch viele Köpfe jener Zeit gefangen genommen hatte.

Es liegt mir ferne, die *Deckfaltentheorie*, die eine äußerst befruchtende Wirkung auf unsere tektonischen Anschauungen ausgeübt hat und die viele Beobachtungen einheitlich zu deuten befähigt ist, in ihrer Gesamtheit abzulehnen oder etwa an dieser Stelle die mechanischen Unmöglichkeiten aufzuzeigen, die sich bei ihrer folgerichtigen Durchführung in vielen Fällen ergeben müssen. Ich möchte mich nur gegen ihre Übertragung auf wenig erforschte Gebiete wenden, die zudem nach ihrer tektonischen Anlage viel mehr den deutschen Mittelgebirgen mit ihrem komplizierten Falten-, Überschiebungs- und Schollenbau vergleichbar sind, als den vielleicht unter anderen Bedingungen aufgestauchten alpinen Gebirgstypen. Die vielen Überschiebungen, die ich in dem aufgenommenen Teil der Ostkarpathen vorgefunden habe, können an dieser Auffassung nichts ändern; sie sind nicht zahlreicher und von nicht größerer Schubweite, als ich sie z. B. bei meinen Aufnahmen in der Eifel²²⁾ angetroffen habe oder wie sie im rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge in geradezu schulmäßigen Beispielen (Sutan, Satanella, Scharnhorster Überschiebung) markscheiderisch vermessen worden sind.

Aber nicht nur die besonderen Beobachtungen im Aufnahmegebiet sprechen gegen die Übertragung der Deckentheorie mit ihren Fernüberschiebungen und Überfaltungsdecken auf die Ostkarpathen. Insbesondere können die Argumente, die von UHLIG und vor ihm von LIMANOWSKI ins Feld geführt worden sind, der Kritik nicht standhalten. UHLIG selbst hat einige durchaus als leichtfertig zu beurteilende Voraussetzungen seines Vorgängers richtiggestellt²³⁾ und ist zu einer abweichenden Auffassung gelangt. Aber auch UHLIGS Schlüsse sind nicht zwingend.

Aus den von ihm angeführten Beobachtungen — der stratigraphisch-faziellen Asymmetrie der Umrahmung der Ostkarpathen, dem scheinbaren Einschießen der neokomen Karpathensandsteine der Marmaros²⁴⁾ unter die

²²⁾ H. QUIRING, Zur Stratigraphie und Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. Jahrb. d. kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Berlin 1913, S. 81 ff. — DERS., Die Eifelkalkmulde von Ahrdorf, Neues Jahrb. für Min. usw., Stuttgart 1914, S. 61 ff.

²³⁾ UHLIG, Tektonik der Karpathen, a. a. O., S. 947, 954 und 953.

²⁴⁾ Maßgebend sind für ihn Beobachtungen von ZAPALOWICZ (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1886, S. 361 ff.) über die östlichen Teile der pokutisch-marmaroscher Grenzkarpathen.

kristallinen Schiefer, dem Vorkommen kleiner Partien kristalliner Schiefer auf den Flyschbergen in der Marmaros, der Unabhängigkeit der Tektonik des Sandsteingebietes von der des kristallinen Gebirges —, die ihn veranlaßt haben, das Grundgebirge samt seinen mesozoischen und tertiären Überlagerungen zunächst einmal als größere Einheit der Flyschzone gegenüberzustellen und weiterhin diese Einheit in zwei Decken, die siebenbürgische und die bukowinische Decke, aufzulösen, können meines Erachtens mit gleicher Berechtigung andere tektonische Folgerungen gezogen werden. Um bei den angeführten Beobachtungen zu bleiben:

1. Die abweichende Schichtenfolge zu beiden Seiten des kristallinen Rumpfes, insbesondere das Fehlen der älteren mesozoischen Ablagerungen am Innenrande, läßt sich ohne Schwierigkeit entweder darauf zurückführen, daß in der ersten Hälfte des Mesozoikums nur die Nordostseite des kristallinen Gebirges unter den Meeresspiegel getaucht ist, oder darauf, daß die etwa an der Innenseite abgelagerten altmesozoischen Sedimente restlos im jüngeren Mesozoikum abgetragen worden sind. Für das einseitige Auftreten des neokomen Karpathensandsteines am Außenrande und das unmittelbare Angrenzen des Neokoms an die kristallinen Schiefer hatte früher UHLIG eine Transgression des Meeres über das kristalline Gebirge hinweg angenommen. Inwiefern die Deckenkonstruktion hier eine einfachere Deutung darstellt, ist nicht recht einzusehen. Wenn UHLIG weiterhin die abweichende fazielle Entwicklung der Oberkreide und des Alttertiärs²⁵⁾ zu beiden Seiten des kristallinen Rückens für seine Deckentheorie zu verwerten sucht, so ist das zwar sein gutes Recht, es muß aber doch darauf hingewiesen werden, daß in Anbetracht der großen Entfernungen die faziellen Verschiedenheiten durchaus keine besondere tektonische Begründung verlangen²⁶⁾. Im rheinischen Schiefergebirge sind z. B. Änderungen in der Fazies auf weit kürzere Entfernungen nachgewiesen worden.

²⁵⁾ UHLIG, Tektonik der Karpathen, a. a. O., S. 950 u. 955.

²⁶⁾ Dies muß umsomehr betont werden, als ZAPALOWICZ, dessen Untersuchungen sowohl von UHLIG als auch von LIMANOWSKI in diesen Fragen zugrundegelegt werden, ausdrücklich betont (S. 511), daß zwischen d. faziellen Entwicklung d. südl. u. der nördl. Sandsteinzone Übergänge festzustellen sind, die sich besonders in den Schollen von Oberkreide ausprägen, die den kristallinen Rumpf in der Marmaros überlagern.

2. Die Aufnahmen von ZAPALOWICZ in den Marmaroscher Grenzkarpathen haben ergeben, daß die neokomen Karpathensandsteine am Außenrande des kristallinen Gebirges fast ausnahmslos nach SW einfallen, demnach die kristallinen Schiefer zu unterteufen scheinen. Ähnliche Beobachtungen erwähnt UHLIG aus der südlichen Bukowina und ATHANASIU²⁷⁾ aus der Nordmoldau. ZAPALOWICZ erklärt seine auffallende Feststellung mit großen Randbrüchen, die das Kreidegebiet an dem kristallinen Kern hätten absinken lassen, so daß die Neokomschichten mit Fallwinkeln bis zu 50° gegen den kristallinen Rumpf stoßen würden. ATHANASIU nimmt eine Überschiebung der kristallinen Gesteine über die neokomen Sandsteine an. UHLIG schließt auf eine große Fernüberschiebung des kristallinen Gebirges samt den aufgelagerten jüngeren Sedimenten (seiner bukowinischen Serie), über das Flyschneokom. Schon aus diesen verschiedenen Ansichten — ATHANASIU hat gewiß nur an eine Nahüberschiebung gedacht — ergibt sich, daß die Beobachtungen eine verschiedene Beurteilung finden können. Es wird sich meines Erachtens bei künftigen Untersuchungen ergeben, daß, insoweit nicht unmittelbare Auflagerung des Neokoms zu erkennen ist, sowohl Randbrüche — Sprünge, durch Zerrung entstanden²⁸⁾ — als auch Überschiebungen die Grenze zwischen Neokom und Grundgebirge (einschließlich der ihm aufgelagerten altmesozoischen Sedimente und Massengesteine) bilden. Die Frage

²⁷⁾ S. ATHANASIU, Geol. Beob. in den nordmoldauischen Ostkarp. Verhandlg. d. k. k. geol. Reichsanst., 1899, S. 132. Dagegen gibt PAUL (a. a. O. S. 310) an, daß die Kreidebildungen sich in der Südbukowina im allgemeinen mit nördöstl. Einfallen den triadischen Schichten anlegen. Leider fehlen auf seiner Karte entsprechende Eintragungen.

²⁸⁾ Daß die Grenze zwischen kristallinem Kern und den jüngeren Sedimenten im Bereich des Außenrandes schon im älteren Mesozoikum von beträchtlichen tektonischen Bewegungen betroffen worden ist, zeigen die vulkanischen Bildungen der Trias, die in langem Zuge sowohl in der Marmaros als auch in der Bukowina diese Grenze begleiten. Es müßte übrigens als ein merkwürdiger Zufall betrachtet werden, daß der Stirnrand der bukowinischen „Decke“ diese triadischen Eruptivgesteine und insbesondere die jüngeren Sedimente trägt, die in ihrer Altersfolge zwischen den kristallinen Gesteinen und dem Flysch liegen. Zur Erklärung dieser Besonderheiten, die durch einfache Schuppung bzw. durch staffelförmige Abbrüche ohne Schwierigkeiten gedeutet werden können, müßten bei Annahme des Deckenbaues die unmöglichsten Verschleifungen, Auswalizaciones und Zufälligkeiten herangezogen werden.

nach der Schubweite ist jedoch vorderhand undiskutierbar, wie auch jeder Versuch einer generellen Deutung des verwickelten Gebirgsbaues, wie sie UHLIG anstrebt, nicht nur verfrüht, sondern nach meiner Kenntnis der Verhältnisse aussichtslos ist.

3. Gleichfalls auf Beobachtungen ZAPALOWICZ' beruht das weitere Argument, das sowohl LIMANOWSKI als auch UHLIG zur Stützung ihrer Behauptungen heranziehen: das inselartige Vorkommen kristalliner Schiefer inmitten der Flyschzone der Marmaros²⁹⁾ nahe dem Außenrande des kristallinen Kerngebirges. ZAPALOWICZ hat dieses Auftreten der kristallinen Inseln nicht weiter behandelt. UHLIG weist ausdrücklich darauf hin, daß es das Verdienst LIMANOWSKIS sei, diese „kleinen Partien von kristallinen Schiefen auf den Flyschbergen als Überschiebungszeugen gedeutet zu haben“. Ich möchte dieses Verdienst nicht so hoch anschlagen, da die Deutung LIMANOWSKIS nichts weiter als eine unbewiesene Behauptung ist. ZAPALOWICZ hat, wie seine Karte zeigt, fünf solcher Glimmerschiefer- bzw. Kieselschieferinseln aufgefunden; sie liegen allerdings auf Gebirgskämmen, dürften aber nach ihren Umrißlinien — weitere Kriterien fehlen vollständig; nicht einmal über die Lagerungsverhältnisse finden sich bei ZAPALOWICZ Angaben — tektonische Horste³⁰⁾ und nicht wurzellose Reste der bukowinischen Decke darstellen. In gleicher Weise finden sich inmitten des Flysches Inseln von Verrucano-Konglomerat und -Dolomit, sowie von Diabasporphyrten und anderen Eruptivgesteinen. Sind das nun ebenfalls Reste der bukowinischen Decke, obwohl der kristalline Teil der oberen Decke fehlt?

4. Die weiter von UHLIG hervorgehobene Unabhängigkeit der Tektonik des Flysches von der des Grundgebirges mit- samt dessen zur „bukowinischen Serie“ zusammengefaßten Überlagerung ist nichts weiter als die Folge der verschiedenen tektonischen Geschichte der beiden Gesteinsgruppen. Der kristalline Rumpf und die ihn überdeckenden permisch-mesozoischen Sedimente haben, wie ja bereits erwähnt, zumindest eine Pressungsphase mehr erlebt, als die jungen oberkretazeischen und tertiären Ablagerungen. Das Vorspringen der kristallinen Schiefer in die Flyschzone, das Verschwinden des

²⁹⁾ ZAPALOWICZ, a. a. O., S. 540 und Tafel VI.

³⁰⁾ Da zwei dieser Inseln im Fortstreichen von Sätteln des Neokoms erscheinen, liegt ihre Deutung als zutagetretende kristalline Sattelkerne nahe. Ihre Deutung als Deckenreste wird dann besonders wenig einleuchtend.

neokomen Karpathensandsteines am Außenrande in der Bukowina, verursacht nach UHLIG durch das Vorspringen des Deckenrandes der bukowinischen Decke, können auch durch andere tektonische Vorgänge, wie seitliche Verschiebungen und Abbrüche erzeugt sein.

Wir sehen, daß alle angeführten Argumente UHLIGS nicht als zwingende Beweise für den Deckenbau der Ostkarpathen angesehen werden können. Gewiß spielen in der Tektonik sowohl des kristallinen Rumpfes als auch der jüngeren Sedimente Überschiebungen — ZAPALOWICZ erwähnt mehrere große Überschiebungen im Bereiche des Flysches der Außenseite — eine nicht geringe und vielfach sogar besonders wichtige Rolle, aber der Vorschlag UHLIGS, das Problem des ostkarpathischen Gebirgsbaues unter dem Gesichtswinkel der Deckenlehre zu betrachten, muß als nicht genügend begründet erachtet werden. Bei der Bevorzugung der Deckentheorie — so verlockend auch die durch sie scheinbar erreichte Zusammenfassung und Vereinheitlichung der Erscheinungen bzw. der tektonischen Vorgänge ist — gerät man leicht in die Gefahr, die zeitliche Trennung der einzelnen Gebirgsbildungsphasen zu übersehen und andere wichtige Bewegungsvorgänge, z. B. Schollenverschiebungen durch horizontale Zerrung und vertikale Absenkung, außer acht zu lassen. Die Ostkarpathen sind tektonisch kein einheitliches, sondern nach Zeit und Art von den verschiedensten Gebirgsbewegungen beeinflusstes Gebirge. Das soll uns nicht hindern, für die einzelnen Bewegungsphasen und -arten nach einheitlichen tieferen Ursachen zu suchen, aus denen die Fülle mannigfaltiger Erscheinungen nach dem allumfassenden Naturgesetz der Differenzierung der Wirkung hervorgegangen ist.

Die Beziehungen zwischen Hinterland und Vorland.

Mehrfach würde oben der eigenartige Gegensatz hervorgehoben, der darin beruht, daß die jungen Sedimente des Nordostrandes der Ostkarpathen im Jungtertiär von horizontalen Zusammenpressungen (Faltungen) beeinflusst worden sind, während die Südwestseite typische Schollengebirgsstruktur trägt, d. h. tangentielle Zerrungen erlitten hat. Die Frage nach dem Grunde dieser Verschiedenheit ist zwar bei der Lückenhaftigkeit der geologischen Aufnahmen in den Ostkarpathen und in Siebenbürgen durchaus nicht spruchreif, doch bin ich zu einer Stellungnahme schon

aus dem Grunde gezwungen, weil bis in die jüngste Zeit hinein versucht worden ist, zwischen dem Karpathenhinterlande (Innengebiet) und dem Gebirgsbogen einen genetischen und mechanischen Zusammenhang zu konstruieren. Im allgemeinen begnügte man sich damit, die schon ein halbes Jahrhundert alte Ansicht von dem vom Hinterlande ausgehenden Faltungsdruck in immer neue Modulationen zu wiederholen. Auch die neueste mir bekanntgewordene Arbeit³¹⁾ entfernt sich nicht von diesem von SUESS besonders tief ausgefahrenen Wege, ja es ist zu befürchten, daß gerade diese letzte Abhandlung nicht nur wegen der wenig sicheren Grundlagen, auf denen sie aufgebaut ist, sondern vor allem wegen ihrer Einseitigkeit und der vollständigen Verkennung der wirklichen Verhältnisse nur dazu angetan ist, in unsere tektonischen Anschauungen Verwirrung zu tragen.

Eine gewisse Abkehr von der genannten Richtung bedeuteten bereits die Feststellungen UHLIGS, der aus dem allgemeinen Gebirgsbau der Karpathen nicht auf einen Zusammenschub von der Innenseite her, sondern auf einen gebirgsbildenden Druck vom Außenrande her schloß. In der Tat müssen wir für die älteren, paläozoischen und mesozoischen Pressungsphasen, wie oben dargelegt wurde, die aktivere Druckkomponente von außen wirkend voraussetzen. Nach den weiter unten gemachten Ausführungen können wir vermuten, daß dieser Druck eine Reaktionswirkung des Gegenkämpfers, d. h. der starren podolischen Tafel ist, doch möchte ich diese Vermutung nicht weiter verfolgen. Es muß der weiteren Forschung vorbehalten bleiben die Beobachtungen zu ergänzen, denn wir dürfen nicht vergessen, daß der tektonische Bau des alten Gebirges, der uns allein darüber Aufschluß geben kann, nur geringfügig bekannt ist, Zeit und Wirkungsweise der älteren Gebirgsbewegungen also noch sehr im Dunkeln liegen.

In etwas hellerem Lichte erscheint die jüngste tektonische Phase im Miocän und Pliocän, auf die der Zusammenschub der jüngsten gefalteten Gesteine der äußeren Randzone zurückzuführen ist. Es kann auch als

³¹⁾ W. v. LOSINSKY, Vulkanismus und Zusammenschub. Geol. Rundschau 1918, S. 65 ff. v. L. glaubt, daß der jungtertiäre Zusammenschub des karpathischen Vorlandes auf den Vulkanismus im Hinterlande zurückzuführen sei. Im Gegensatz zu SUESS, der den Vulkanismus zu Senkungen im Hinterlande in Beziehung gesetzt hat, bringt v. L. ihn mit Hebungen in Verbindung!

wahrscheinlich gelten, daß ein Teil der vertikalen Schollenbewegungen und der Vulkanismus des Karpathenhinterlandes in dieselbe Periode zu legen sind, es fragt sich nur, ob und welche Zusammenhänge zwischen diesen verschiedenen endogenen Vorgängen bestehen.

Was zunächst die Beziehungen zwischen den Sprüngen des Karpathenhinterlandes und dem Vulkanismus betrifft, so ist hervorzuheben, daß an und für sich betrachtet, die Sprünge größtenteils unabhängig von den vulkanischen Erscheinungen sind. In ihrer Hauptmasse sind es, wie auch in dem oben behandelten Aufnahmegebiet festgestellt wurde, lediglich Zerr- und Böschungssprünge, entstanden durch horizontale Zerrung in der Erdrinde. Es sind die gleichen Sprünge, wie sie in so mustergültiger Weise unsere markscheiderischen Profile, z. B. im rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge, im oberschlesischen und niederschlesischen Steinkohlenbecken zeigen³²⁾. Sie haben also größtenteils mit Vulkanismus nichts zu tun.

Dennoch besteht wie in vielen anderen Gebieten älterer und jüngerer magmatischer Effusionen und Intrusionen auch im Hinterlande der Ostkarpathen ein bemerkenswerter Zusammenhang zwischen den tektonischen Störungen und vulkanischen Vorgängen.

Die jungen Vulkanreihen des Karpathenhinterlandes, im Bereich der Ostkarpathen die Hargitta und das Caliman-Gebirge, fallen, soweit die bisherigen Aufnahmen ein Urteil zulassen, mit tektonischen Leitlinien zusammen, tiefreichenden Verwerfungsspalten, die im Tertiär, bis hinein in die pontische und levantinische Zeit, infolge tangentialer Zerrungen in der Erdrinde aufgerissen sind und die den aufsteigenden Magmen den Austritt gestattet haben: Naturgemäß haben die von gewaltigem Druck befreiten, durch eigene Expansion³³⁾, Gase, Wasserdämpfe aktiv gewordenen vulkanischen Massen in vielen Fällen die Spalten erweitert

³²⁾ Vgl. H. QUIRING, Die Entstehung der Schollengebirge. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1913, Abh. S. 418 ff.

³³⁾ Das Emporsteigen des Magmas ist nicht nur auf Wasseraufnahme (ARRHENIUS, Kosmische Physik, 1903, I., S. 312) bzw. Freiwerden von Gasen (DÖLTER, Zur Physik des Vulkanismus. Sitzungsbericht d. K. K. Akad. d. Wiss., Wien, 1903) allein zurückzuführen, sondern nicht zum wenigsten durch die eigene Expansion bedingt infolge der Druckentlastung, die eintritt, wenn die aufbrechende Spalte das zähflüssige Magma erreicht und dieses infolge des gesunkenen Druckes in den dünnflüssigen Zustand übergeht.

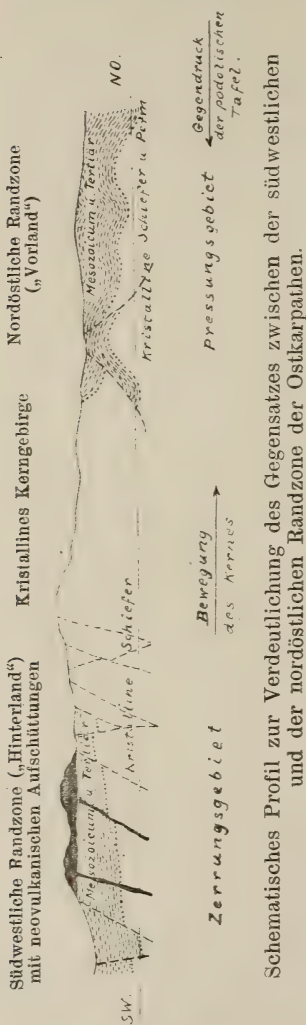
und auch selbständig Spalten und Schlote erzeugt — es mag vergleichsweise an die Spaltenbildung bei der Ätnae, ruption von 1879 erinnert werden — aber im ganzen betrachtet kommt dem Vulkanismus bei der Entstehung der Spalten und Sprünge des Hinterlandes nur eine örtliche und sekundäre Bedeutung zu. Völlig absurd ist aber die Annahme, daß sich der magmatische Druck bis zu den Kerngebirgen hin horizontal fortgepflanzt und sogar den Zusammenschub der äußersten subkarpathischen Zone verursacht hätte. Es ist dies eine völlig unbewiesene Behauptung v. Lo-sinsky's. Wie wenig weit Druckwirkungen magmatischer Gangausfüllungen oder auch lager- und stockartiger Intrusionen sich fortpflanzen, zeigen markscheiderische Profile aus dem niederschlesischen Steinkohlenbecken. In der Nähe der Porphyrgänge bzw. -stöcke sind die karbonischen Schichten steil aufgerichtet, gestört und verbogen, aber schon in einer Entfernung von wenigen hundert Metern stellt sich völlig ungestörte Lagerung ein.

Aber nicht der Vergleich mit anderen besser bekannten vulkanischen Gebieten allein zwingt zur Ablehnung einer auf große Entfernungen hin zusammenschiebenden Kraft des Vulkanismus. Es muß im vorliegenden Falle besonders maßgebend sein, daß das Karpathenhinterland, trotz der behaupteten zusammenschiebenden Kraft des Vulkanismus ein Zerrungsgebiet ist, daß also die horizontalen Druckwirkungen, die von den Eruptivgängen ja in geringem Umfange zweifellos ausgegangen sind, nicht einmal genügt haben, das Karpathenhinterland aus einem Zerrungsgebiet in ein Pressungsgebiet umzuwandeln. Wieviel weniger kann die Annahme Anspruch auf Anerkennung finden, daß von den Vulkanreihen des Innenrandes, in unserm Falle von der Hargitta und dem Calimangebirge, die Zusammenschiebung des Vorlandes der Ostkarpathen, d. h. eine Bewegung des Kerngebirges nach N verursacht worden sei!

Der Mechanismus der Gebirgsbewegung.

Das Zerrungsgebiet (Schollengebiet) des Südwestrandes der Ostkarpathen mit seinen neovulkanischen Aufschüttungen steht in stärkstem tektonischen Gegensatz zum zusammengeschobenen Karpathenvorlande. Zwischen beiden Extremen liegt das Grundgebirge, der seit altersher zusammengeschobene Kern mit den ihm aufgelagerten paläozoischen und mesozoischen Resten. Liegt es da nicht nahe, die Pressung des

Vorlandes und die Zerrung des Hinterlandes durch ein geringes, nur wenige Kilometer weites Wandern des Kernes nach NO zu erklären?



Schematisches Profil zur Verdeutlichung des Gegensatzes zwischen der südwestlichen und der nordöstlichen Randzone der Ostkarpathen.

Bei Annahme dieser Arbeits-hypothese ergibt sich sofort eine wesentliche Vereinfachung des Gedankenganges. Wir haben nichts weiter vorauszusetzen, als daß im Jungtertiär eine horizontale Verschiebung des Karpathenkernes in Richtung auf die nördlich vorgelagerte Geosynklinale erfolgt ist. Hierbei haben sich die noch ungefalteten, vielleicht auch die bereits gefalteten Sedimente der äußeren Randzone unter Faltung und Überschiebung zusammengeschoben — den Reaktionsdruck lieferte die podolische Tafel —, auf der Südseite ist eine horizontale Zerrung (Dehnung) eingetreten; Zerrspalten rissen auf, an Böschungssprüngen sanken Schollen in die Spalten hinab und staffelförmig nach S. Das Resultat war das Schollengebirge der Südseite mit seinen vielen und tiefen Verwerfungen³⁴⁾.

³⁴⁾ In ihren Grundzügen ist die vertretene Auffassung bereits früher geäußert (vgl. UHLIG, Bau und Bild Österreichs, S. 895), jedoch abgelehnt worden, da man vor allem eine Gleichzeitigkeit der Eruptionsphasen am Innenrande und der Faltungsphasen am Außenrande vorauszusetzen für nötig fand. Diese Voraussetzung ist durchaus überflüssig. Nur in den seltensten

Fällen ist die Zerrung der Schollengebiete so intensiv und die Lage des Zerrungsgebietes zu hochgelegenen Magmaherden, zur Küste des Meeres oder eines Binnensees so günstig, daß magmatische Effusionen mit der Gebirgsbewegung verknüpft sind. Auch in den Ostkarpathen scheinen nur für die letzte tekt. Phase Zerrung und Eruption zusammenzufallen.

Gleichzeitig mit der Gebirgsbildung erfolgte eine vertikale Aufwölbung der Ostkarpathen und ihrer Randgebiete.

Es ist wohl nicht zu weitgehend, wenn ich die Ostkarpathen für ein Beispiel der einseitigen Faltengebirgs- und Schollengebirgsbildung aus Geosynklinalen halte. Die Gliederung in ein Zerrungs- und ein Pressungsgebiet, die Tatsache, daß das Pressungsgebiet in die Geosynklinale fällt, und vor allem die Bewegung des sich aufwölbenden starren Sockels zur Synklinale hin, erinnert in hohem Grade an die Erscheinungen und Vorgänge, die K. LEHMANN als typisch für die Entstehung von Gebirgen aus Geosynklinalen hervorgehoben und in grundlegender Weise zu deuten verstanden hat³⁵⁾.

Meine Vorstellungen von dem Mechanismus der Gebirgsbewegung geben die drei umstehenden schematischen Skizzen wieder.

Auf den sich deutlich ausprägenden Zusammenhang zwischen relativer Hebung, Zerrung, Schollenbildung und Vulkanismus am Südwestrande der Geosynklinale sei besonders hingewiesen. Der allgemeinen Senkung der Geosynklinale im Alttertiär steht eine anastrophische, durch Zusammenschub erzeugte Hebung im Jungtertiär gegenüber. Die Einseitigkeit des Faltenbaues, d. h. das Überschieben (bei starker Faltung das Überkippen) der Schichten nach einer Richtung kann durch ungleichmäßige Senkung der beiden Beckenflügel der Geosynklinale erklärt werden. Über die Ursachen des „Zuges in die Tiefe“ und deren Beziehungen zum Vulkanismus habe ich mich in einem kürzlich erschienenen Aufsatz ausgesprochen³⁶⁾.

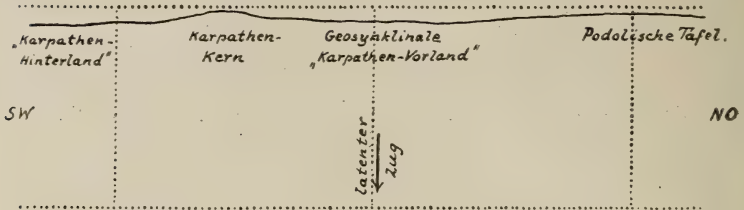
Das im Laufe der geologischen Zeiten erfolgte Wandern der Faltung nach NO, das uns in den Ostkarpathen so eigenartig anmutet, dürfte dadurch zu deuten sein, daß die Achse der Geosynklinale ebenso wie der alte Rumpf sich nach NO verschiebt. In gleicher Weise wandert auch das Gebiet der Zerrung nach NO und hat mit seinen Abbrüchen

³⁵⁾ K. LEHMANN, Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingen und Trögen. Glückauf 1919, S. 933 ff. — DERS., Das tekt. Bild des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges, Glückauf, 1920, S. 1—6, 21—26, 41—49.

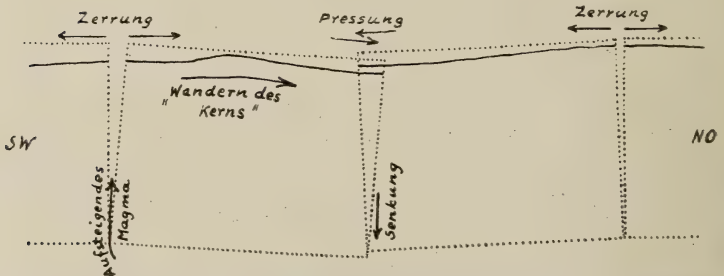
³⁶⁾ H. QUIRING, Über das Problem der Krusten und Gebirgsbildung; die Verlangsamung der Achsendrehung der Erde im Verlaufe der geologischen Zeiten als Ursache tektonischer Bewegungen. Geolog. Rundschau, Bd. XI, Leipzig 1921, S. 193 ff.

bereits das kristalline Kerngebirge erreicht, ja überschritten. Das jungtertiäre Zerrungsgebiet fällt daher mit dem karbonischen bzw. triadischen Pressungsgebiet zu-

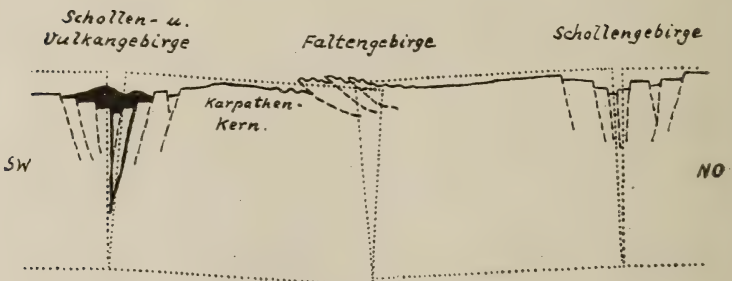
Die Gebirgsbewegungen der Ostkarpathen im Jungtertiär in 3 Profilen erläutert.



I. Alttertiärer Zustand.



II. Die Bewegungsvorgänge im Miocän und Pliocän bei Auslösung des latenten Zuges in die Tiefe.



III. Nachtertiärer Zustand.

sammen. Der alte Rumpf ist zum Schollengebirge geworden.

Der Annahme einer allgemeinen aktiven Einwirkung des Vulkanismus des Hinterlandes auf die jüngere Tektonik

des Karpathenbogens und seines Vorlandes bedarf es nicht. Für die Ostkarpathen und damit auch für andere ähnlich gebaute Gebirge ist der Vulkanismus lediglich als eine Begleiterscheinung der tektonischen Gebirgsbewegung aufzufassen. Daß örtliche Schichtenstauungen und Spaltenbildungen auf die Wirkungen magmatischer Expansion zurückgeführt werden können, ändert nichts an dieser Feststellung.

5. Zur Kenntniss des Eocäns am Ostende der Rhodopemasse.

Von Herrn W. PETRASCHECK.

(Mit 3 Textfiguren.)

Leoben, den 15. Mai 1920.

Über die alttertiären Schichten in der Arda-Masse, den östlichsten, zum Ergenebecken abfallenden Ausläufern des Rhodopegebirges ist seit den um die Mitte des vorigen Jahrhunderts erfolgten Reisen Viquesnells¹⁾ nichts mehr bekannt geworden. Wohl macht Hochstetter²⁾ einige Mitteilungen über das Gebiet, dieselben stützen sich jedoch auf die Veröffentlichungen Viquesnells, die er auf Grund ihm zuteil gewordener Mitteilungen ergänzt und verarbeitet. Die letzte geologische Karte des Gebietes rührt von Schaffer³⁾ her, sie ist jedoch in den westlich der Maritza gelegenen Ausläufern nur eine Kopie der Karte Hochstetters, da Schaffer das betreffende Gebiet nicht bereisen konnte. Hingegen hat Schaffer vor etlichen Jahren die alttertiären Schichten des östlich anschließenden Ergenebeckens und des südlich gegen das Marmarameer anschließenden Berglandes von Keschan studiert und über dasselbe einige Mitteilungen gemacht. Diese waren aller-

¹⁾ Voyage dans la Turquie d'Europe. Bd. II.

²⁾ Die geolog. Verhältn. des östl. Teiles der europ. Türkei. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1870, S. 448.

³⁾ Die geologischen Ergebnisse einer Reise in Thrakien im Herbst 1902. Sitzber. kais. Akad. d. Wiss., Wien. Bd. 113 (1904), S. 104.

dings schon zur Zeit des Erscheinens durch eine Veröffentlichung ENGLISHs, überholt, die die Kohlen- und Petroleum-Vorkommen in der europäischen Türkei⁴⁾ behandelt und die später noch ergänzt wurde⁵⁾. Sie enthielt sorgfältige Studien über die tertiären Schichten des Gebiets. ENGLISH besuchte auch den Rand der Rhodopemasse bei Feredzik, woselbst er dieselben eocänen Schichten feststellte, wie an der Nordküste des Marmarameeres. SCHAFFER hat neuerdings in seiner Landeskunde von Thrakien über alle diese Forschungen zusammenhängend referiert.

Abgesehen von jüngeren Ablagerungen, auf die hier nicht weiter Rücksicht genommen werden möge, stellte ENGLISH oligocäne Sandsteine mit den Kohlenflözen von Keschan fest. *Cyrena semistriata* und *Anthracotherium minus* erweisen deren Alter. Dieselben Kohlenflöze sind auch bei Harmanlı und Kistambul zwischen Keschan und Uzunköprü aufgeschlossen. Es handelt sich um Braunkohlen (Kistambul) und Glanzkohlen von 4000—6000 Kalorien Heizwert.

Unter den oligocänen Sandsteinen stellte ENGLISH blaue Schiefer, etwa 70' mächtig und darunter mitteleocänen Nummulitenkalk fest. Das Liegende des Nummulitenkalks bilden Sandsteine, Konglomerate und Schiefertone, die zwar auch noch als Eocän angesprochen werden, deren genaueres Alter aber noch nicht feststeht.

Diese Sandsteine und Konglomerate gewinnen in den östlichsten Teilen des Rhodopegebirges große Ausdehnung.

Sie waren schon VIKESNEL bekannt, der über das Eocän wie folgt berichtet⁶⁾:

1. An der Basis liegt eine Wechsellagerung von Sandsteinen und Konglomeraten, deren Elemente um so gröber sind, je mehr man sich dem Strande des Tertiärmeeres nähert.

2. Die Mitte der Abteilung besteht aus einem Wechsel von Sandsteinen mit Schiefertönen und schiefrigem Sandstein. Gegen oben wird der Sandstein gröber, oft kalkig und enthält Nummulitenkalkbänke.

3. Die oberste Partie enthält einen Wechsel von Konglomerat und trachytischem Sandstein mit Einschaltung von Tonen oder Tuffen.

⁴⁾ Quarterly Journal 1902, S. 150.

⁵⁾ Quarterly Journal 1904, S. 243.

⁶⁾ a. a. O. S. 405.

Aus dem oberen Teil der Unterstufe werden *Viquesnelia leuticularis* und Paludinen von Bolouk Keui bei Feredzik erwähnt (S. 331).

Gerade diese Konglomerate der Unterstufe sind in den östlichsten Teilen der Rhodope mächtig entwickelt und sehr verbreitet. Da über dieselben noch wenig bekannt ist, mögen einige Wahrnehmungen hier mitgeteilt werden.

Am klarsten ist die Schichtfolge nördlich der Küste des Marmarameeres in der Gegend von Dedeagatsch zu erkennen. Zwischen Jeniköj und Derbend bildet der Nummulitenkalk felsige, beiläufig O—N streichende Berge. Die Liegendschichten desselben sind im Tale von Derbend (Fig. 1) sowie an der gegen Saloniki führenden Eisenbahn im Tale

N

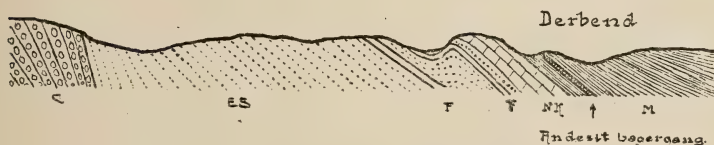


Fig. 1. Eocän, Profil im Tal von Derbend.

c Liegend Konglomerat, ES Sandsteine, F Kohlenflöze, NK Nummulitenkalk, M Mergel.

des Bodima Tschai (Fig. 2) vorzüglich entblößt. Es ist folgende Schichtenfolge wahrnehmbar vom Hangenden zum Liegenden:

Braune Mergelsandsteine, etwa 30 m.

Lichtbläulichgraue Mergel, etwa 100 m oder mehr.

Nummulitenkalk (Lutetien), 50 m, erfüllt von Nummuliten und Orthophragminen. *Pecten* cf. *Favrei* D'ARCH.

Dichter, weißer, fossileerer Kalk, etwa 40 m.

Weißer Korallenkalk, 5—10 m.

Mergelkalke mit zahlreichen *Cidaris*-Stacheln, Bryozoen und Austern.

Sandsteine mit einzelnen Mergelbänken, etwa 20 m. In einer solchen an der erwähnten Bahnstrecke ist *Modiola corrugata* BRONGN. reichlich zu finden.

Sandsteine, graue Schiefertone. Gegen das Liegende überwiegen die Sandsteine, die auch einige Konglomeratbänke enthalten. Dieser Komplex kann 200 oder 300 m mächtig sein. Im hangendsten Teile sind die Ausbisse einiger Glanzkohlenflöze an vielen Stellen sichtbar. Die Kohle ist

eine glänzend schwarze Kohle, von etwa 6000 Kalorien Heizwert und schwarzem Strich, die man im Handstück als Steinkohle ansprechen könnte, wenn sie nicht die DONATHSche Ligninreaktion gäbe und Kalilauge bräunen würde.

Diese Sandsteinzone bildet eine sanft gewellte, vielfach von Weideland bedeckte Zone, von der sich scharf die teilweise durch einen Bruch abgegrenzten, rauhe Felswände bildenden, grauen, selten rotgrauen Liegendkonglomerate abheben.

Die ausschließlich aus den kristallinen Schiefern und Massengesteinen des Liegenden herrührenden Gerölle desselben sind wenig gerundet. Die Konglomerate bzw. Breccien sind kleinstückig, sie lassen deutliche Schichtung erkennen. Einzelne Sandsteinbänke sind ihnen eingeschaltet. Die festen, an den Verucano erinnernden Gesteine bilden enge Defilees. Fossilien vermochte ich hier nicht zu finden. Angeblich kommt in den Konglomeraten etwas Steinkohle vor.

Die Konglomerate, die den Bor tepe und den Susuz tepe bilden, streichen nach OSO und finden sicherlich ihre Fortsetzung in den Konglomeraten von Balikköj, wo Viquesnel die erwähnten Fossilien fand und wo sie auch English in seiner Karte verzeichnet.

Einige Meilen nördlicher, an der neuen (1914) türkisch-bulgarischen Grenze fand ich diese Schichten bei Kajazdik wieder. Die Mächtigkeit wechselt zwischen etwa 100 und schätzungsweise 200 m. Das Konglomerat ist in dicke Bänke wohl geschichtet, teils grob, häufiger aber kleinstückig. Die mannigfaltigen Gerölle sind vollkommen gerundet und bestehen nur aus kristallinen Schiefern unter denen sich häufig Serpentin findet. Die liegenden Schichten



Fig. 2. Eocän, Profil im Tal des Bodima Tschai.
c Liegend Konglomerat, ES Sandsteine, F Kohlenflöze, NK Nummulitenkalk, M Mergel, Br S Bryozoen-Sandstein.

sind mitunter gerötet. Namentlich in dem Tale soe. Kajazdik, wo die Konglomerate an einer Verwerfung vom Serpentin abgesunken sind, sind sie sowohl als auch der Serpentin rot gefärbt. Gegen unten nimmt die Festigkeit der Gesteine zu. Es finden sich daselbst grünlichgraue Grauwacken und untergeordnete schwarzgraue Tonschiefer, die man ihrem Aussehen nach auch für Karbon halten könnte. Hierin könnte man noch durch das Vorkommen ganz vorzüglicher Steinkohlen bestärkt werden. Ihr Heizwert erreicht 8500 Kalorien bei einem Gehalt von 90% C und 0,7% H₂O. Die Kohle gibt keine Ligninreaktion und läßt Kalilauge ungefärbt. Sie ist, da die Schichten eocän sind, ein Seitenstück der Kohle der Diablerets.

In einem trockenen Seitentale, das oberhalb der türkischen Grenze von dem von Kajazdik über Baskilisa nach Mandra führenden Tale gegen N abzweigt, fand ich in dem untersten Teile des Konglomerates, einige Meter über seiner diskordanten Auflagerung auf den Gneisen eine Schicht, die außer unbestimmbaren Zweischalern, *Operculina* und gestreifte Nummuliten enthielt.

Im hangenderen Teile des Konglomerates ist dicht oberhalb der Ortschaft Kajazdik am Bache eine fossilreiche Sandsteinschicht bloßgelegt. Leider fand ich nicht die Zeit, die Lokalität nach gut bestimmbaren Exemplaren auszuheben. Ich sammelte *Natica* cf. *Oweni* D'ARCH., *Pectunculus* spec. cf. *humilis* DESH., *Cardium* cf. *halaense* D'ARCH., *Cytherea* aff. *parisiensis* DESH., *Panopaea* spec. (ähnelt *P. Menardi*), Austern u. a. m.

Auf dem Konglomerat liegen etwa 50 m mächtige, graue Mergel, hierauf eine mehrere hundert Meter mächtige Folge von Mergeln mit dünnen, feinkörnigen Sandsteinbänken, hierauf etwa 30 m mächtige, massige, mürbe Sandsteine mit einzelnen großen Urgebirgs-Rollblöcken und endlich eine etwa 50 m mächtige Breccie. Es scheint, daß diese Schichten bereits dem Oligocän zuzuzählen sind. Weiter gegen das Hangende vermochte ich die Formation nicht zu verfolgen, da die türkische Grenze zur Zeit meines Besuches (Frühjahr 1914) damals dort nicht überschritten werden konnte. Die Schichten erfüllen eine mindestens 10 km breite Mulde, die wesentlich über das in den Karten bisher als Eocän verzeichnete Areal hinausgreift. Durchwegs sind die Schichten mäßig geneigt (20—50°), am Rande flacher, im Inneren der Mulde steiler. Die Profile lassen eine mäßige, mit Brüchen kombinierte Faltung des Alttertiärs erkennen.

Dies steht im Einklang mit dem, was CVIJIĆ, der sich eingehend mit den westlicheren Teilen der Rhodopemasse beschäftigt hat, mitteilt⁷⁾: „alle Schichten, die sich an der Zusammensetzung der Rhodopemasse beteiligen, sind gefaltet bis zu den oligocänen, welche nur ausnahmsweise Falten aufweisen“. Später⁸⁾ allerdings schreibt derselbe Autor, daß in der Rhodopemasse die Faltung vor dem Eocän erloschen sei.

Das Gebirge zwischen dieser Eocänmulde und dem Rande der Maritzaebene bei Sufili besteht aus einer sehr kleinen Granitmasse, welche von Hornblendegneisen und Amphiboliten umgeben ist. Diese Schiefergesteine sind kreuz und quer von einer Unmasse von Pegmatitgängen durchsetzt, so daß die Menge des Pegmatits jene der Schiefergesteine übertrifft. An der Südseite der Eocänmulde tritt ein Serpentin auf.

Der annähernd nordsüdlich verlaufende Rand der Maritzaebene bei Sufili wird durch eine Flexur (Fig. 3) gebildet, an der die tertiären Schichten mit gegen die Ebene steiler werdendem Einfallen in die Tiefe sinken. Man beobachtet hier als Hangendstes wieder die blaugrauen Mergel, darunter ein vermutlich eocäner, muschelreicher Kalk, der habituell sehr an den Leithakalk erinnert. Unter ihm liegen in geringerer Mächtigkeit erst Schiefer und Sandsteine und dann die Konglomerate.

Das ganze weite Gebiet stellt eine ausgezeichnete, von tiefen Tälern durchfurchte, über die Schichtköpfe des Eocäns hinweggreifende Peneplain dar, die sich sanft gegen NO neigt. Roter Verwitterungsboden liegt auf den Höhen der diese Peneplain bildenden Kämme. Es scheint, daß diese Peneplain mit den pontischen Schichten des Beckens von Adrianopel in Zusammenhang zu bringen ist.

Bemerkenswert ist, daß reine Nummulitenkalke nur auf den Außenrand des Gebirges beschränkt sind. Die Profile von Derbend und Bodima lassen aber daran keinen Zweifel, daß die Sandsteine und Konglomerate eine tiefere Eocänzone, nicht aber ein Äquivalent des Nummulitenkalkes sind. Eine ähnliche Schichtfolge hat BONTSCHEFF von Haskowo, an der Nordseite der Rhodope zwischen Philippopol und Adrianopel gelegen, beschrieben. Fossilere Sandsteine

⁷⁾ Tektonische Vorgänge in der Rhodopemasse. Sitzber. Akad. Wien, Bd. 110 (1901), S. 421.

⁸⁾ Comptes rendus Congr. géol. int. 1903, Wien. Bd. II, S. 354.

und Konglomerate, die ebenfalls Braunkohlen führen, werden von Kalksteinen überlagert, aus denen BONTSCHEFF⁹⁾ eine reichere Fauna mitteilt. BONTSCHEFF teilt die Kalke dem Bartonien und untersten Oligocän zu, was von OPPENHEIM¹⁰⁾ dahin richtiggestellt wird, daß alle diese Kalke dem Mitteleocän angehören.

HOCHSTETTER, der die Kohlen des Bodima Tschai und auch solche westlich von Dimotika kannte, erwähnt auch ein Kohlenflöz von Sarihadir im Ardatale, westlich Adrianopel, das er denselben eocänen Schichten zurechnet. Tatsächlich sind hier Ausbisse noch sichtbar. Es handelt sich jedoch um einen Lignit, der in blaugrauen Tonen eingelagert ist. Fossilien vermochte ich nicht zu finden, so daß es zunächst eine Vermutung bleibt, wenn ich annehme, daß es sich um Congerienschichten handelt.

Wenn HOCHSTETTER in den kohleführenden Schichten des Bodima Tschai und des Tales westlich Dimotika eine untere, lacustre Abteilung des Eocän sieht, die den Cosinaschichten und den Graner Braunkohlenschichten analog ist, so ist seine Vermutung, soweit das eocäne Alter in Frage kommt, durch die hier mitgeteilten Wahrnehmungen zur Gewißheit geworden. Unsicher ist nur noch, ob Mittel- oder Untereocän vorliegt. Die *Modiola corrugata*, das am sichersten zu identifizierende Fossil kommt nach OPPENHEIM und TAEGER im Graner Revier im Hangenden der dortigen Kohlenflöze, demnach im untersten Lutetien, vor. OPPENHEIM erwähnt die Art noch aus den Roncaschichten vom Monte Pulli und aus den Priabonaschichten von Grancona. Aus dem Bartonien der Diablerets wird sie von BOUSSAC angeführt. Auch die



Fig. 3. Das Gebirge westlich der Maritza bei Suflı.

Gt Granit, Gn Gneis mit Pegmatitgängen, o Eocän-Konglomerat, S Sandstein, M Mergel

⁹⁾ Das Tertiärbecken von Haskowo (Bulgarien). Jahrb. der k. k. geol. R.-A. Bd. 46 (1896), S. 332.

¹⁰⁾ Priabonaschichten. Paläontographien. Bd. 47. S. 304.

Natica-, *Cytherea*-, *Pectunculus*- usw. -Reste sprechen, wenn sie überhaupt verwendbar sind, eher für Lutetien oder jüngere Schichten. Ich halte es infolgedessen für wahrscheinlich, daß in den mächtigen Sandsteinen und Konglomeraten noch immer Mittel-, nicht aber Untereocän vorliegt.

Die vorzüglichen Aufschlüsse bei Derbend lassen nichts von einer Diskordanz oder Transgression des Nummulitenkalks zu den Liegendsandsteinen erkennen. Auch im Tale des Bodima Tschai scheint konforme Lagerung zu herrschen. Allerdings ist es auffallend, daß daselbst in den südlicheren Aufschlüssen unter dem Nummulitenkalk ein rotes Konglomerat, 10—20 m mächtig, zum Vorschein kommt, von dem am Nordrande des Nummulitenkalkes nichts zu sehen ist. Hier müßten weitere Untersuchungen Aufschluß geben.

6. Über Grundfragen alpinen Geologie.

Von Herrn KURT LEUCHS in München.

Wenn ich es unternehme, einige teils durch Untersuchungen in den Alpen, teils durch Studium alpin-geologischer Schriften gewonnene Anschauungen darzulegen, so bin ich mir der Schwierigkeiten, welche einer Klärung der Grundfragen alpinen Gebirgsbaues entgegenstehen, wohl bewußt.

Ich habe aber den Eindruck, als ob gewisse Erscheinungen in den Alpen bisher nicht allseits die gebührende Beachtung gefunden hätten. Ohne die Würdigung dieser Erscheinungen dürfte es jedoch nicht gelingen, zu dem angestrebten Ziele zu kommen.

So mögen meine Ausführungen angesehen werden als ein kleiner Beitrag zur Lösung des großen Problems, welches seit einem Jahrhundert so viele Geologen beschäftigt hat und weiter beschäftigen wird.

Manche der hier zu erörternden Fragen hat gerade im letzten Jahrzehnt steigende Beachtung erfahren. Ich kann hier nicht die Namen all derer nennen, welche gleich wie ich die Lösung dieser Fragen versuchen, möchte aber nicht unterlassen, diesen Alpenforschern meinen Dank für die in ihren Arbeiten enthaltenen Anregungen auszusprechen.

Tektonische Untersuchungen im Kaisergebirge¹⁾ und dem westlich anstoßenden Pendling-Guffertgebiete²⁾ brachten mich zu der Überzeugung, daß in den nördlichen Kalkalpen zwischen Bodensee und Salzburg gewisse Bauformen durch eine über weite Erstreckung im wesentlichen gleichbleibende Ausbildung und regelmäßige Lagerung zueinander ausgezeichnet sind. Im besonderen wurde für die Kalkhochalpen zwischen Achensee und Kufstein nachgewiesen, daß sie aus einem nördl. und südl. von einer Mulde eingeschlossenen Gewölbe bestehen, daß dieser Faltenbau mittelmiozäner Entstehung ist und durch die tertiären Bewegungen im Verhältnis zur Gesamtanlage nur unbedeutende Veränderungen erfahren hat.

Des weiteren wurde dort erwähnt, daß sich ein Teil des Gewölbes und die Südmulde noch in das Kaisergebirge fortsetzen. Aber auch nach W sind Fortsetzungen vorhanden. Am auffälligsten treten sie in der Nordmulde zutage. Sie läßt sich ohne Unterbrechung verfolgen nördl. und westl. des Achensees, wo sie die bekannte doppelte Biegung bildet, so daß sie im Karwendelvorgebirge wieder OW-Richtung hat. Im Marmorgraben bei Mittenwald erreicht sie das Isartal.

An dessen Westseite erhebt sich das Wettersteingebirge und die dort erfolgten Überschiebungen erschweren die Auffindung des weiteren Muldenverlaufes. Am Westfuß der Zugspitze im Ehrwald-Lermooser Becken taucht eine breite Mulde von oberer Trias und Lias auf, setzt sich nach W über Bichlbach—Berwang—Namlos durch die ganzen Lechtaler Alpen fort, enthält an der Roten Wand oberhalb Elmen und weiter westlich noch oberen Jura im Kern, quert bei Häselgehr und Elbigenalp das Lechtal und streicht am Süabhäng der Allgäuer Alpen weiter.

Eine zweite, weniger vollständig sichtbare Mulde streicht an der Südseite des Wettersteingebirges entlang vom Puitental über das Scharnitzjoch zum Gatterl und gegen Ehrwald, mannigfach zerbrochen und in ihrer Lagerung durcheinander geworfen durch die Überschiebung des Wettersteinkammes und des Gehrenspitz-Vorbergkammes, zwischen welchen sie in schmalem Streifen zum Vorschein kommt.

¹⁾ Z. Ferdinandeum, Innsbruck 1907, Mitt. d. Wiener Geol. Ges., 1912.

²⁾ Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal., 1921. Bd. I, s. auch: Geol. Führer durch die Kalkalpen usw., München 1921.

Auch am Westrand der Wettersteinschubmasse kommen an dem rückgewitterten Überschiebungsrand die jüngeren Schichten zutage.

Die Mulde verläuft von Ehrwald weiter in SW-Richtung am Fuß des Westteiles der Mieminger Kette, und gleich wie sich diese in der langgestreckten Heiterwand weit nach W fortsetzt, so liegt ihr in ihrem ganzen Verlauf die teilweise von der Heiterwand überschobene Mulde vor. Bei Boden endigt die Heiterwand und damit der Wettersteinkalk, weiter nach W übernimmt Hauptdolomit dessen Rolle und die nördlich vorgelagerte Mulde, die sich über Gramais und südlich Bach fortsetzt, stößt wie vorher an Muschelkalk und Wettersteinkalk, jetzt mit anormaler Grenze an Hauptdolomit.

Bei dieser südlicheren Mulde ist aber zu beachten, daß ihr Zusammenhang in der Gegend von Ehrwald nicht ganz sicher ist. Nennenswerte Faziesverschiedenheiten sind in beiden Mulden, der Bichlbacher und der von Boden—Gramais, nicht vorhanden, auch dies erschwert die sichere Klärung. Und noch mehr ist dies der Fall, bei den vereinzelt vorkommen von Jura beiderseits des Isartales nördlich Scharnitz, welche scheinbar die östliche Fortsetzung der im Puiten- und Leutaschtale überschobenen Mulde sind, und ihrerseits vielleicht wieder in Zusammenhang stehen mit dem langen Streifen jurassischer Schichten, welcher bei der Hochalm im Karwendelgebirge unter der Schubmasse der Hinterautaler Kette auftaucht und über Spielistjoch — Hohljoch — Lamsenjoch — Vomperjoch bis an den Rand des Inn-ales gegenüber Schwaz verfolgbar ist.

Hier eine sichere Entscheidung zu treffen, ist nicht leicht. AMPFERER, der zuerst die Bichlbacher Mulde als Fortsetzung der südlich des Wettersteinkammes liegenden ansah, hielt später die Mulde von Boden-Gramais dafür.

Denkbar wäre auch, daß die Bichlbacher Mulde sich in dem Komplex jüngerer Schichten am Westfuß der Zugspitzwände fortsetzt und dann ganz unter dem Wettersteingebirge begraben ist. Denn die Bichlbacher Mulde streicht gerade auf diese Wände hin, auf den Stirnrand der Schubmasse, und die westöstlich streichenden Schichten der Mulde haben außer einer Überkipfung des Südflügels keine weiteren Lagerungsstörungen erlitten. Anders dagegen am Westfuß des Wettersteinstockes: Hier zeigen sich die Wirkungen der von O hergeschobenen Masse auf

das klarste in Zertrümmerung der Schichten, Drehung der Schollen in N-S, quer zur Schubrichtung und dachziegelartiger Schuppung. Daraus geht auch hervor, daß die Wettersteinschubmasse sich nie über Loisachtal und Ehrwald-Lermooser Becken nach W erstreckt hat, und es bietet sich hier die Möglichkeit, den Betrag der Rückwitterung seit dem Vorgang der Überschiebung festzustellen.

Noch ein Umstand spräche für die Annahme, daß die Bichlbacher Mulde unter dem Wettersteingebirge ihre Fortsetzung hat. Mehr und mehr setzt sich die Erkenntnis durch, daß die späteren tektonischen Vorgänge von den durch die früheren erzeugten Formen abhängig sind. Nun sehen wir, daß der südliche Hauptteil des Wettersteingebirges von Zugspitze—Wetterwandeck bis zum Isartal aus einer großen, westöstlich streichenden, nach O sich senkenden Mulde besteht (Schneefenerkopf, Reintal, Hoher Kranzberg), und es liegt nahe, anzunehmen, daß das bodenständige Gebirge eine ähnliche Muldenform besessen hat, welche der von O sich hereinschiebenden Masse den Weg vorgezeichnet hat.

In der östlichen Fortsetzung dieser Mulde liegt aber der Marmorgraben nördlich Mittenwald mit der wieder auftauchenden großen Mulde. Ihre Fortsetzung bis zum Achensee und Inntal wurde schon besprochen, es bleibt nur noch die Betrachtung der Fortsetzung östlich des Inntales übrig.

Klar ist dort im Kaisergebirge der Faltenbau ausgeprägt. Wilder und Zahmer Kaiser sind die beiden Flügel einer Mulde, deren westliche Fortsetzung im Unterinntal, südlich des Guffert-Pendlingkammes, liegt.

Jetzt zeigt sich auch die Ursache der schon längst bekannten sigmoiden Beugung dieser Mulde. Denn südlich des Kaisergebirges springen die Zentralalpen mit ihrer Grauwackenzone weit nach N vor in einer halbkreisförmigen Ausbuchtung. Ihren Rand säumt der Südflügel der Kaisermulde, die oberhalb Wörgl noch breite Mulde wird enger, die Schichten stellen sich steiler und sind zugleich höher aufgepreßt, so daß im Kaisergebirge Liasgesteine, abgesehen von den im Eiberger Einbruchbecken liegenden, nur an einer, zugleich der höchsten und engsten Stelle der Mulde (Ropanzen), erhalten sind.

Nach O erfolgt, entsprechend dem Zurückschwenken der Zentralalpen, wieder eine Verbreiterung der Mulde, ihre beiden Flügel streben weit auseinander, besonders der Südflügel legt sich ganz flach und bildet, zum Teil auch

infolge der dort beginnenden Berchtesgaden-Salzburger Fazies mit ihrer starren, durch Zwischenlagerung anderer Schichten wenig gegliederten Kalk- und Dolomitmasse, die im wesentlichen flachliegenden Schichten der südlichen Berchtesgadener Alpen.

Im breiten Muldenkern ist die Möglichkeit für Erhaltung jüngerer Schichten in hohem Maß gegeben, daher treffen wir dort die weitgedehnten Jura- und Neokomablagerungen der Kammerker.

Im O dieses Gebietes aber sehen wir klar vor Augen, was im Wettersteingebirge bisher nur als eine Vermutung erscheint: in die Mulde der Kammerker schiebt sich von O her eine große Schubmasse, die juvavische, deren Bahn vorgezeichnet ist durch die Muldenform des bodenständigen Gebirges.

Der Nordflügel bricht im Zahmen Kaiser steil gegen N ab, die im Guffert-Pendlingkamm so schön sichtbare Sattelwölbung fehlt, und am Fuß der Wände dehnt sich die breite Walchseetalung vom Inntal bis Kössen. Quartäre und alttertiäre Ablagerungen bedecken in ausgedehntem Maß den älteren Untergrund, der nur als ein in drei getrennte Schollen zerbrochener Hauptdolomitstreifen sichtbar ist. Erst nördlich dieses Streifens liegen größere Aufschlüsse mesozoischer Schichten, welche ich aber bisher nicht genauer untersuchen konnte. Soviel ist jedoch sicher, daß sich dort ein Muldengebiet jüngerer Schichten ausdehnt. Nach der Fazies sind diese Ablagerungen nicht oder wenigstens nicht wesentlich von denen der großen Mulde westlich des Inntales verschieden, und auch die örtliche Stellung dieser Schichten legt den Gedanken nahe, daß sie die Fortsetzung der von W her bis an den Rand des Inntales verfolgten Mulde bilden. Denn ganz ebenso wie dort liegt auch hier diese Mulde nördlich des Wettersteinkalkzuges, und nichts beweist eine irgendwie bedeutende Bewegung des Wettersteinkalkes gegen N über sein Vorland.

Aus dem bisher Gesagten ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, daß ebenso wie die südliche Mulde (Inntal-Kaisergebirge) und der Sattel (Guffert—Pendling—Zahmer Kaiser) auch die nördliche Mulde östlich des Inntales weiterstreicht. Die sigmoide Beugung der Schichten vom Nordrand der Zentralalpen bis zum Nordrand des Wettersteinkalkzuges setzt sich noch weiter nach N fort, der Hauptdolomit des Tierberges erscheint östlich des Inntales wieder im

Hauptdolomit von St. Nikolai — Miesberg — Koranerberg, dem Hauptdolomit des Nusselberges entspricht der Dolomit des Erlerberges. Dazwischen liegen die jüngeren Gesteine des Muldenkernes.

Am Rande des Inntrales ist der normale Faltenbau durch die Querstörungen verwischt, aber in einiger Entfernung erscheint er um so deutlicher wieder und zeigt sich aufs klarste in der von Niederndorf nach ONO sich erstreckenden Mulde.

Gleiche Richtung besitzt der infolge von Längsbrüchen nur unvollständige Sattel des Zahnen Kaisers, welcher südlich des Walchsees unter den jungen Aufschüttungen verschwindet. Knapp 4 km entfernt taucht seine Fortsetzung auf bei Grundharting, westlich Kössen, als schmaler Wettersteinkalkstreifen mit senkrechter Schichtstellung, verbreitert sich, nach ONO weiterstreichend, und reicht über Kienberg — Rauschberg bis zum Staufen nördlich Reichenhall, an dessen Ostseite er durch die Randbrüche des Salzburger Beckens abgeschnitten wird.

Dieser östliche Teil, der nirgends mehr als Sattel ausgebildet ist, sondern nur noch eine südlich fallende Platte bzw. den Südflügel eines Sattels bildet, läßt nun deutlich eine Bewegung gegen N erkennen. Die Konkordanz im Streichen zwischen ihm und der Nordmulde verschwindet, nördlich Kienberg streicht die Mulde spitzwinklig gegen den Kalkzug, und weiter nach O verschwindet der Südflügel der Mulde unter der gegen N drängenden Kalkmasse, bis bei Ruhpolding auch der schon stark verkümmerte Nordflügel untertaucht. Hier ist sicher der Kalkzug über die Mulde oder die Mulde unter den Kalkzug geschoben, und weiter östlich stößt er unvermittelt an andere, ursprünglich von ihm weiter entfernte Glieder des Alpenkörpers.

Damit schließe ich die Besprechung des Verlaufes dieses Faltenzuges, welcher einen großen Teil der nördlichen Kalkalpen durchzieht. Wohl sind stellenweise, besonders im O, seitliche Verschiebungen erfolgt, aber der mittlere Teil läßt keine oder nur solche ganz geringen Ausmaßes erkennen, und auch im W erreichen südnördlich gerichtete Bewegungen keine große Ausdehnung.

Es geht daraus hervor, daß die späteren (tertiären) tektonischen Bewegungen nicht imstande waren, den älteren Bauplan, welcher durch die mittelmiozäne Gebirgsbildung entstanden war, umzustoßen, und dieser

konnte sich in dem südlichen Teil dieses Kalkalpenstückes verhältnismäßig gut erhalten.

Wenn aber die jüngere Tektonik der Kalkalpen durch ihre ältere so wesentlich beeinflusst wurde, dann ist anzunehmen, daß auch diese ihrerseits von der noch früheren Gebirgsanlage abhängig ist. Da zeigt sich nun in der Tat, daß die Kalkhochalpen in hohem Maß von dem Bau der angrenzenden Zentralalpen beeinflusst sind.

Von Innsbruck an verläuft die heutige Nordgrenze der Zentralalpen in nordöstlicher Richtung bis südlich des Kaisergebirges, wo sie am weitesten nach N vordringt. Von dort zieht sie in SO-Richtung weiter.

Das erklärt die sigmoide Beugung der Kalkalpen in der Gegend von Kufstein. Sie ist nichts weiter als das Abbild des Zentralalpenrandes, und dieser Rand hat somit die Streichrichtung der Kalkalpen maßgebend beeinflusst. Verhältnismäßig ungehemmt konnten sich die Kalkalpen westlich davon falten, aber je näher wir von W her an diese stärkste Vorrangung der Zentralalpen kommen, um so enger und steiler werden die Falten der Kalkalpen. Und ganz analog fließen sie vom Kaisergebirge nach O breiter und breiter auseinander, weil eben der zurücktretende Zentralalpenrand die Möglichkeit dazu gab.

Des weiteren sehen wir, daß dieser zentralalpine Rand nicht erst durch die späteren tektonischen Vorgänge geschaffen wurde und auch nicht durch starke Rückwitterung der mesozoischen Schichten, sondern daß er von Beginn der Bildung des kalkalpinen Baustoffes an diese Stellung hatte.

Denn die skythische Trias beginnt dort durchweg mit zum Teil mächtigen Grundkonglomeraten, in welchen die meisten Gesteine der Grauwackenzone als Gerölle enthalten sind. Dieser unterste Buntsandstein ist nichts weiter als der Schutt des alten zentralalpinen Festlandes, welches schon vor Beginn der Triaszeit so stark gefaltet und abgetragen war, daß die devonischen, silurischen und selbst noch ältere Sedimente auf weite Strecken freigelegt waren. Lange Zeiten der Abtragung müssen angenommen werden, um dies zu ermöglichen. Es ist deshalb naheliegend, die Entstehung der Zentralalpen als Gebirge in die Karbonzeit zu verlegen. Damals bildete sich, gleichwie in anderen Teilen des Alpengebietes, in der heutigen Zentralzone der Ostalpen ein herzynisches Gebirge,

das Meer wurde nach N und S zurückgedrängt und konnte trotz der langen Zeiten, während welcher das Gebirge durch Abtragung erniedrigt wurde, das Gebirgsland nicht mehr überfluten. Denn nirgends sind in diesem Zentralalpen-teile jüngere Meeresablagerungen gefunden worden, und selbst für den weiter westlich und südlich in der Schieferhülle der Hohen Tauern eingeschalteten Hochstegenkalk, welcher von Deckentheoretikern für mesozoisch angesehen wurde, ist jetzt durch OHNESORGES Fund im Pinzgauer Hollersbachtal, den HERITSCH bestimmte, altpaläozoisches Alter festgestellt.

So haben wir hier einen Beweis für die herzynische Entstehung der östlichen Zentralalpen und sehen, welch bedeutenden Einfluß dieses alte Gebirge trotz der langen Abtragung auf die spätere Formung der Kalkalpen und damit der Alpen überhaupt ausgeübt hat.

Es ist nötig, dies stark zu betonen. Denn in den letzten Jahrzehnten ist von vielen Alpenforschern die Bedeutung der alten Gebirgsreste und ihr Einfluß auf die spätere Ausgestaltung der Alpen ganz oder fast ganz vernachlässigt worden. Die gesamte lange wechselvolle Geschichte des heutigen Alpengebirges wurde vernachlässigt zugunsten der tertiären Gebirgsbildungen, ja selbst die kretazeische Gebirgsbildung löste bei ihrem Bekanntwerden nur ungläubiges Kopfschütteln aus, — und die tertiären Bewegungen sollten in den Alpen auf eine so besondere Weise gewirkt haben, daß diese „alpine“ Tektonik in Gegensatz zur außeralpinen gestellt wurde. Die ganze vortertiäre Entwicklungsgeschichte des Alpengebietes wurde als unbedeutend hingestellt, als einflußlos auf die im Tertiär einsetzenden Umwälzungen. Es entwickelten sich so Anschauungen, welche, in gewisser Beziehung, mit CUVIERS Katastrophentheorie in Vergleich gesetzt werden können, indem eine vollständige Neuschöpfung des alten, ausgedienten und bis auf kümmerliche Reste verschwundenen Bauwerkes angenommen wurde.

Nur nebenbei sei bemerkt, daß diese für die Erkenntnis der Wahrheit unheilvolle Saat noch heute wuchert, weniger zwar in der Geologie, wo sie mehr und mehr ausgerottet wird, als vielmehr in der Morphologie, deren Vertreter zum Teil fast jede sichtbare Einwirkung vortertiärer Tektonik bestreiten.

Daß die Unterschiede zwischen alpinen und außeralpinen Tektonik in Wirklichkeit nicht so

groß sind, wie manche annehmen, daß in den Alpen gewisse Erscheinungen nur in besonderer Häufigkeit und Ausdehnung, ich möchte sagen Übertreibung, vorkommen, ergibt sich schon aus dem geistvollen Vergleich, welchen BERTRAND 1884 zwischen Glarner Alpen und belgisch-französischem Kohlenbecken gemacht hat, ohne die Glarner Alpen aus eigener Anschauung zu kennen, ein Vergleich, welcher gewissermaßen der Ausgangspunkt für die Deckentheorie wurde, deren Schöpfer BERTRAND ist.

In dem Alpengebiet sollten die ganzen Wirkungen der Vorzeit fast spurlos vorübergegangen sein, und erst die jüngeren, sog. „alpinen“ Gebirgsbildungen hätten das ganze heutige Gebirge erzeugt. Dabei wurde aber in den deutschen Mittelgebirgen z. B. immer deutlicher der Einfluß der älteren Gebirgsbildungen auf Wirkung und Ausmaß der jüngeren, die Einengung des Bereiches der jüngeren Gebirgsbildungen durch die Erzeugnisse der älteren erkannt. Oder es ergab sich, wie in Asien, schrittweises Vorrücken der Gebirgsbildung nach Süden, vom alten Kern des Angaralandes nach außen, Angliederung immer neuer Ketten an das Gebirgsland bis zur Verdrängung des letzten Meeresrestes zwischen dem solcherart nach Süden wachsenden Angaraland und dem passiv sich verhaltenden indischen Gondwana.

In ähnlicher Weise zeigt auch das Alpengebirge ein Wachsen vom herzynischen Gebirgswall nach außen: an die Zentralmassive und Zentralzonen gliedern sich, beiderseits, neue Ketten an; das Meer wird zurückgedrängt, ausgefüllt durch die Schuttmassen, welche das der Abtragung ausgesetzte Gebirge liefert; Kalkalpenzone und Flyschzone entstehen; und der letzte Meeresrest im Norden, das Molassemeer, wird endlich nach einer wechselvollen Geschichte verdrängt. Wie in Asien Gondwana, so verhalten sich in Europa die nördlich der Alpen liegenden Gebiete passiv; die Alpen wachsen gegen Norden und stauen sich schließlich an den starren Massen des Vorlandes.

Während die Beeinflussung und Stauung, welche die Alpen durch die ihnen vorlagernden Massive (Französisches Zentralplateau, Masse von Dôle, Vogesen-Schwarzwald, Böhmisches Masse) erlitten, schon längst erkannt und in ihrer Bedeutung gewürdigt war, wurden in den Alpen selbst immer noch die stauenden Wirkungen der alten

Alpenteile übersehen. Man hatte sich viel zu sehr daran gewöhnt, die Alpen als eine einheitliche Masse aufzufassen. Erst allmählich wurde die Bedeutung dieser alten Teile für den späteren Ausbau des Gebirges von einigen erkannt, aber eine volle und gerechte Würdigung des Einflusses der alten Massen auf die heute sichtbare Anlage des Gebirges steht noch aus.

Dem längst erkannten Einfluß der alten Massen an der Außenseite der Alpen auf die spätere Ausgestaltung des Gebirges steht auf der Innenseite der Alpen nichts Ähnliches gegenüber. Deshalb konnte hier die Entwicklung in anderer Weise erfolgen und es wäre zu untersuchen, wie weit die Verschiedenheiten zwischen Nord- und Südseite der Alpen dadurch verursacht sind.

Nun ist ja allerdings durch neuere Forschungen, z. B. in den Lombardischen, den Südtiroler, Venezianer und Julischen Alpen, der Nachweis erbracht, daß die Verschiedenheiten zwischen nördlichen und südlichen Kalkalpen durchaus nicht so groß sind, als bisher meist angenommen wurde. Wie die Nord-Kalkalpen über ihr Vorland hinüberdrängen, so schieben sich auch die Süd-Kalkalpen gegen ihr Vorland vor, wie dort Angliederung neuer Zonen gegen außen erfolgt, so gliedern sich auch hier neue Gebietsstreifen dem Gebirge an, die vorherrschende flache Lagerung und Auflösung des Gebirges in große, durch tiefe Senken getrennte plateauartige Stöcke in Teilen der Südalpen findet ihr Analogon in den gleichartigen Gebilden der Salzburger und Ennstaler Alpen, und auch die jüngeren Ostwestschübe, welche so bezeichnend sind für die nördlichen Kalkalpen, fehlen in den Südalpen nicht.

Im ganzen läßt sich feststellen, daß der in den Nordalpen herrschenden Bewegungsrichtung nach Norden, nach außen, in den Südalpen die gleicherweise gegen außen gerichtete Südbewegung entspricht. In beiden Fällen zeigt sich die Bewegung als eine von dem alten Kern gegen außen gerichtete, in beiden Fällen erfolgt die Angliederung neuer Landstreifen an das sowohl nach N als auch nach S wachsende Gebirgsland. Aber während im N die alten Massen des Vorlandes die freie Entfaltung hindern und durch ihren Widerstand zu dem komplizierten Bau der Randzone Veranlassung geben, kann im S, wo solche Widerstände fehlen, die Faltung im allgemeinen viel ruhiger und ungehindert durch fremde Einflüsse vor sich gehen.

Aus dem bisher Gesagten ergibt sich schon, daß ich eine Abtrennung der südlichen Kalkalpen von den Alpen, als Dinariden, nicht für gerechtfertigt halte. Denn ich kann in den Südalpen nichts den Alpen Fremdes sehen. Nicht nur bezüglich der Tektonik, sondern auch bezüglich der Faziesverhältnisse bestehen keine so großen Verschiedenheiten zwischen Nord- und Südalpen, daß eine Trennung nötig wäre. Es sei nur an die große fazielle Übereinstimmung zwischen Trias—Lias der Lienzer Dolomiten und nördlichen Kalkalpen erinnert, und ferner daran, daß auch in den südöstlichen Alpen ganz ähnliche Ausbildung der ladinischen bis rhätischen Stufe der Trias, des Lias (Adnether Fazies) vorhanden ist, daß im Wocheiner Tunnel Versteinerungen der Hallstätter Triasfazies, im Triglavgebiet Halobien gefunden wurden.

Auch der Grenze zwischen Alpen und Dinariden, der Tonale — Judikarien — Gailtalinie, wurde zu große Bedeutung beigelegt. Diese Grenze sollte ausgezeichnet sein durch die Tonalitin intrusionen, welche an ihr als einer tektonischen Störungszone erster Ordnung erfolgt seien und vom Adamello im W bis zum Bacher am O-Rande der Alpen sich erstrecken. Die Tonalite liegen aber nur zum Teil an der Bruchlinie selbst, ein Teil steckt in der Zentralzone, wie die der Rieserferner und des Bacher, ein Teil in der Unterlage des Südtiroler Hochlandes, wie Adamello und Brixener Masse, andere liegen in der Karawankenzone. Stets aber sind die Tonalite älter als die tektonischen Bewegungen, welche zur Entstehung der Dislokationslinie Veranlassung gegeben haben, und wurden als passive Glieder der von ihnen durchbrochenen Gesteine zusammen mit diesen disloziert. Es läßt sich demnach die Annahme einer ursächlichen Verknüpfung zwischen Tonalitin intrusionen und Entstehung der Judikarien-Gailtalinie nicht aufrecht erhalten.

Dazu kommt, daß diese Linie in ihren verschiedenen Abschnitten sehr verschiedene Eigenschaften hat und in manchen Teilen ihres angenommenen Verlaufes nicht nachweisbar ist.

Auffallend bleibt für die Südalpen die starke vulkanische Tätigkeit, das Wiederaufleben des Vulkanismus in diesem Gebiet zu wiederholten Malen, dem in den Nordalpen nur ganz geringfügige vulkanische Äußerungen gegenüberstehen. Aber auch dieser Umstand bietet keine Handhabe für eine Abtrennung der Südalpen von den Alpen.

Denn es besteht vielmehr die Möglichkeit, daß der südalpine Vulkanismus mit dem zentralalpinen zusammenhängt, mit den Tonaliten, Graniten und Gneisen der Zentralalpen, so daß dadurch, wenn der räumlichen Verbreitung vulkanischer Vorgänge diesbezüglich überhaupt Gewicht beizumessen ist, eher eine engere Verbindung zwischen Zentral- und Südalpen sich ergeben würde.

Wenn somit für die Ostalpen einheitlicher Charakter angenommen wird, so soll dies doch nicht für das Gesamtgebiet der Alpen gelten. Vielmehr treten die zwischen Ost- und Westalpen bestehenden Unterschiede in der geologischen Geschichte, im Gesteinsbestand, im Bau immer schärfer hervor und lassen die Annahme möglich erscheinen, daß das heutige Alpengebirge durch Verschmelzung von zwei ursprünglich getrennten selbständigen Gebirgsbögen entstanden ist.

Seit langer Zeit hat das eigentümliche Umschwenken der Ketten der Ostalpen an der Grenze gegen die Westalpen die Aufmerksamkeit auf sich gezogen. Diese Knickung der von O her streichenden Zonen aus O—W in NO—SW streichende ist eine Erscheinung, welche nicht auf den Westrand der Ostalpen beschränkt ist. Sie findet sich dort allerdings am stärksten ausgeprägt und es macht den Eindruck, als ob die dort so häufigen OW-Bewegungen, welche zur Entstehung der rhätischen Bögen Veranlassung gegeben haben, durch die ursprüngliche Anlage des Ostalpenbogens besonders günstige Vorbedingungen gefunden hätten, aber auch in den übrigen Teilen der Ostalpen kommen solche Knickungen vor, wie z. B. an den Rändern der nordalpinen Schubmassen, oder in der Jura-Neokommulde nordwestlich des Achensees. Das auffallendste Beispiel hierfür ist aber die Judikarien-Gailtal-linie, welche ungefähr parallel mit dem durch Erosion zernagten Ostalpenwestrande verläuft und ein deutlicher Beweis dafür ist, daß diese Umbiegungen in der inneren Struktur der Ostalpen begründet sind.

Es zeigt sich nun auch hier wieder sehr klar der stauende Einfluß der alten Massen. Bis nahe an das Ostende des Aar-Gotthardmassivs reichen von Osten her die derart umschwenkenden ostalpinen Ketten. Sie stauen sich an dem alten Massiv, werden an ihm abgelenkt und gezwungen, sich dem Widerstand, welcher vom Massiv ausgeht, anzupassen. Das Aar-Gotthardmassiv machte dem Weiterwachsen des Ostalpenbogens nach W ein Ende, und

im Schubbereich dieses Massivs konnten sich im N und S Ketten angliedern, deren Längsrichtung parallel der des Massivs ist. Das sind aber bereits Teile des Westalpenbogens, wie ja auch das Massiv ein Teil der Westalpen ist. Bemerkenswert ist hier noch die Ablenkung, welche die nördlich des Massivs liegenden Ketten am Rande des Ostalpenbogens durch diesen erfahren, so daß sie sich ihm parallel legen.

Während so am Ostende des Aar-Gotthardmassivs Kettung zwischen West- und Ostalpen besteht, erfolgt nördlich des Ostendes ein Übergang zu Scharung, welche um so mehr der Parallelität sich nähert, je weiter die Entfernung vom Massiv wird.

Die äußeren Zentralmassive der Westalpen bildeten den festen Wall für die gegen sie andrängenden penninischen Zonen. Dagegen gelang es, nach der Auffassung der Deckentheorie, den höheren lepontinischen Decken, über das penninische Gebiet und zum Teil auch über die äußeren Zentralmassive hinweg an die Außenseite des Bogens zu gelangen. Aber auch hier wieder tritt der Einfluß der alten Massive deutlich hervor. Denn indem das Montblancmassiv gegen NO und das Aarmassiv gegen SW sich erniedrigen und einsinken, entsteht eine breite Lücke in dem Wall. Ob diese Lücke durch die ursprüngliche Anlage des herzynischen Gebirges oder erst durch spätere tektonische Vorgänge geschaffen wurde, ist von geringerer Wichtigkeit und für das Verhalten gegenüber den späteren Bewegungen ohne Bedeutung. Sicher aber konnten — immer im Sinne der Deckentheorie gedacht — durch diese Lücke die lepontinischen Decken als geschlossene Masse an den Außenrand der Westalpen gelangen, und es zeigt sich, daß diese Lücke den ganzen Aufbau der Alpen vom Innen- bis zum Außenrand maßgebend gestaltet. So schiebt sich im Wallis die Deckscholle der Dent Blanche gegen die Lücke vor, und durch sie hindurch schieben sich die Massen der Freiburger Voralpen und des Chablais 20 km weit über das Vorland hinaus und bilden dadurch einen der auffallendsten Teile der Alpen.

Bemerkenswert ist die Lage dieser Depression auch deshalb, weil sie gerade an der Stelle der stärksten Krümmung des Westalpenbogens liegt. Sie ist auch nicht nur am äußeren Rande, in den äußeren Zentralmassiven vorhanden, sondern läßt sich ebenso weiter nach innen verfolgen, zwischen St. Bernhard und Mischabel-

gruppe, zwischen Paradiso und Monte Rosa, und überall ist sie erfüllt von jüngeren Gesteinsmassen, welche in ihr entstanden und infolge der tieferen Lage erhalten blieben.

Diesem einen Beispiel für den großen Einfluß, welchen die alten Gebietsteile und ihre orographische Gliederung auf die spätere Ausgestaltung des tektonischen Baues besitzen, reihen sich noch viele andere an. Ihre große Bedeutung ist bis heute nur wenig gewürdigt worden und es wird Aufgabe der Forschung sein, mehr als bisher diese Einwirkungen des alten Gebirges auf den Bau der heutigen Alpen zu ergründen.

Es dürfte sich dabei auch empfehlen, das „Vindelizische Gebirge“ nicht außer acht zu lassen. Wenn die äußeren Zentralmassive vor dem tertiären Zusammenschub die nördlichste Zone der Alpen waren, dann liegt der Gedanke nahe, eben diese Zone, deren herzynische Entstehung allgemein anerkannt wird, als einen Teil des Vindelizischen Gebirges aufzufassen. Dessen Bedeutung als trennender Rücken zwischen Ozean und Binnenmeer scheint dann allerdings im W nicht so stark ausgeprägt gewesen zu sein als im O, denn die Trias ist dort auch südlich davon eher germanisch als alpin entwickelt. Aber es muß ja nicht für das ganze, doch ziemlich lange Gebirge gleichmäßige Entwicklung angenommen werden. Vielmehr ergäbe sich durch die, wegen des Fehlens einer den äußeren Zentralmassiven des Westens entsprechenden Zone im O, heute tatsächlich bestehende Verschiedenheit der Entwicklung vielleicht die Möglichkeit, die Unterschiede in der jüngeren Tektonik zwischen West- und Ostalpen zu erklären.

Die Betrachtung der für die Alpen maßgebenden tektonischen Vorgänge zeigt, daß sie nicht gleichzeitig in dem ganzen Alpengebiet gewirkt haben. Schon die karbonische Gebirgsbildung der West- und Ostalpen fällt zeitlich nicht ganz zusammen, indem sie in den Ostalpen früher erfolgt, und die Unterschiede verstärken sich in den späteren Perioden. Der für die nördlichen Ostalpen so bedeutungsvollen mittelkretazeischen Gebirgsbildung steht nichts Analoges für die südlichen Ostalpen gegenüber und in den Westalpen erfolgte nur örtlich beschränkte Gebirgsbildung in der jüngeren Kreidezeit.

Auch im Tertiär machen sich noch zeitliche Unterschiede geltend: Während in den Westalpen die Haupt-

faltung im Obermiocän bis Pliocän geschah, war in den Ostalpen das Oberoligocän bis Miocän der für die Ausgestaltung des Gebirges wichtigste Abschnitt der Tertiärzeit.

Diese Verschiedenheiten in der Entwicklungsgeschichte der einzelnen Alpentheile sind ebenfalls auf die Wirkung der alten Massen bzw. auf die durch die früheren Gebirgsbildungen in verschiedenem Grade verfestigten und widerstandsfähiger gewordenen Massen zurückzuführen. Auch die Verschiedenheiten in der Art der tektonischen Umgestaltungen lassen sich dadurch erklären, wie z. B. die starke Zunahme der Brüche im Ostteil der Alpen durch die dort stärkere Wirkung der älteren Faltungen, wodurch das Gebiet für neue faltende Zusammenpressung zu stark wurde, so daß sich die tektonischen Kräfte in Schollenzertrümmerung äußerten.

Auch in diesem Falle mag ein Hinweis auf die tektonischen Vorgänge in anderen Gebirgen von Nutzen sein. Als die im Paläozoikum gefalteten Gebirge Zentralasiens in der Tertiärzeit von neuen tektonischen Bewegungen erfaßt wurden, konnten die Gesteine nicht weiter gefaltet werden und der Druck löste sich in radialen Bewegungen aus. Aus den Faltengebirgen wurden Schollengebirge, in welchen nur an den Rändern tangentialer Bewegungen, als Überschiebungen und Faltungen, sichtbar sind, während die inneren Teile ausschließlich durch steile Verwerfungen ihre weitere Ausgestaltung erfuhren. Das ist aber mehr oder weniger die gleiche Erscheinung, welche die Alpen bieten, nämlich die Verhinderung freier tangentialer Bewegung in den inneren, verfestigten Teilen und die im Verhältnis dazu große Beweglichkeit der äußeren Teile, welche zur Aufstülpung dieser Teile über das Vorland führt, oder wenigstens zu ihrem Vorrücken nach außen, wie das durch neue geodätische Messungen für das oberbayrische Gebiet festgestellt wurde.

Damit schließe ich meine Ausführungen. Nur in groben Umrissen konnten hier Fragen behandelt werden, deren Deutung für die Entstehungsgeschichte der Alpen wie der Gebirge überhaupt von großer Wichtigkeit ist. Die stärkere Betonung dieser, wie überhaupt all der mannigfaltigen Vorgänge der Gebirgsbildung und ihrer Einwirkung auf spätere Ereignisse erscheint notwendig, besonders auch wegen der Gefahr, in einen Schematismus zu verfallen, welcher der Vielfältigkeit der Erscheinungen in keiner Weise gerecht wird.

7. Einige neue Fundpunkte von Eem-Schichten und ihre paläogeographische Bedeutung.

Von Herrn W. WETZEL.

Kiel, den 13. September 1920.

Die südlichsten deutschen Fundpunkte der interglazialen Eem-Schichten, die durch die Aufsätze von ZEISE (Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst., 23, 1902), GAGEL und WOLFF (d. Zeitschr. 70, 1918, S. 79—83 und 173—177) bekannt geworden sind, liegen im Bett des Kaiser-Wilhelm-Kanals. Auch heute, wo keine Aufschlüsse im Anstehenden mehr vorhanden sind, ist die betreffende Gegend noch besuchenswert, da das Baggergut der zweiten Kanalbauperiode auf große Spülflächen nahe den Baggerungsstellen hinaufgespült wurde, wo nun der Fossilinhalt des marinen Interglazials gut zu beobachten ist. Besonders drei solche Spülflächen sind zu erwähnen, bei Fischerhütte, Km. 35 (Südufer des Kanals), an der Haaler Au, Km. 44 und am Meckelsee, Km. 47 (beide auf dem Nordufer). Der ergiebigste Fundort ist bei Km. 44, wo namentlich ungewöhnlich gute Exemplare von *Tapes eemiensis* NORDM. und große Austern häufig sind.

Auch die Eem-Ablagerungen des östlichen Schleswig-Holstein (bekanntlich alle nicht wurzelecht, sondern Schollen in der oberen Grundmoräne), sind deswegen nicht wertlos für die Paläogeographie, denn aus mehreren Gründen dürfte ein weiter Transport dieser Schollen ausgeschlossen erscheinen. So verdient auch die Auffindung einer Scholle von Cyprinenton Erwähnung, die mir im Juli 1914 dicht nördlich Kiel möglich war. Aus dem diluvialen Untergrund der Förde nördlich des Holtenauer Kanaleinganges bei Voßbrook förderte der Spülbagger bei den derzeitigen Hafenbauten große Klumpen grauen Tones mit folgenden Fossilien, die zum größeren Teil von Herrn E. Wüst bestimmt wurden: *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Cardium echinatum*, *Cyprina islandica*, *Tapes eemiensis*, *Corbula gibba*, *Mya truncata*, *Nassa reticulata*, *Scalaria communis* (bemerkenswert häufig), *Odostomia* sp., *Bittium reticulatum*, *Hydrobia ulvae*, *Balanus porcatus*, *Echinocyamus pusillus*. Es ließ sich erkennen, daß die

Verteilung dieser Fossilien nicht ganz gleichmäßig war, gewisse Tonlagen erscheinen durch relative Häufigkeit von *Bittium*, andere durch *Ostrea* und noch andere durch das Vorkommen von *Echinocyamus* ausgezeichnet, ähnlich wie man auch bei Stensigmos feinere faunistische Gliederungen innerhalb des Cyprinintons wahrnehmen konnte.

Die Funde am Kaiser-Wilhelm-Kanal und das Kieler Vorkommen liefern gewisse Anhaltspunkte für die Südgrenze des Eem-Meeres, zumal wenn die marinen Schichten von Schwaan in Mecklenburg ebenfalls Eem-Schichten sein sollten, wie Herr E. Wüstr (mündlich) vermutet. Es ist nicht wahrscheinlich, daß südlich von Kiel abgelagerte Eem-Schichten so restlos exariert oder erodiert wurden, daß man sie in keiner Bohrung noch sonstwie angetroffen hat.

Endlich erscheint beachtenswert, daß auch in dem Kieler Vorkommen die Süßwasserschichten wiederkehren (magere Tone mit *Valvata* sp., *Planorbis* sp., *Pisidium* sp.), die u. a. von Stensigmos bekannt sind und nach GOTTSCHES Fossilliste (Das marine Diluvium, Mitt. Geogr. Gesellsch. Hamburg, 14, 1898, S. 45) auch am Kliff von Habernis, 10 km südlich Stensigmos, vermutet werden konnten. Ein kürzlicher Besuch erbrachte mir die Gewißheit, daß auch bei Habernis die Süßwasserschichten (mit *Valvata piscinalis* und Unioniden) als dünne Lagen in den Cyprininton eingeschaltet sind. Dasselbe dürfte für Kiel anzunehmen sein, und es scheint daher, daß in der Gegend der heutigen Ostseeküste Schleswig-Holsteins schon zur Eem-Zeit Niveauschwankungen im Gange waren, wie sie aus der nacheiszeitlichen Geschichte derselben Zone deutliche Spuren hinterlassen haben.

8. Ist der Dictyonemaschiefer eine Tiefseeablagerung?

Von Herrn HANS SCUPIN, Dorpat.

In unseren gebräuchlichsten Lehr- und Handbüchern werden Dictyonemaschiefer und Graptolithenschiefer als Ablagerungen des tieferen Meeres betrachtet. FRECH nennt den Dictyonemaschiefer „eine ausgesprochene Tiefseebildung“ und spricht von einem abyssischen Graptolithenmeer¹⁾. E. KÄYSER spricht nur von Absätzen eines tieferen Meeres, während in H. CREDNERS Elementen der Geologie wieder geradezu von Tiefseeablagerungen die Rede ist. Abgesehen davon, daß die Begriffe Tiefseeablagerung und Tiefwasserablagerung nicht immer mit der nötigen Schärfe auseinandergehalten werden, kann meines Erachtens bei den genannten silurischen Ablagerungen auch von Tiefwasserablagerungen nicht die Rede sein.

Diese Auffassung stützt sich wohl auf die Feinheit des Materials und die Dünnschiefrigkeit, die eine ruhige Sedimentierung voraussetzt, sowie die mangelnde Oxydation, wie sie in tieferen Meeren, etwa von der Art des Schwarzen Meeres, beobachtet werden kann. Daß ein tiefes Meer aber nicht die alleinige Voraussetzung für eine derartige Bildung ist, zeigen bereits die Faulschlammablagerungen des produktiven Oberkarbons und des Rotliegenden, weiter auch der Kupferschiefer, der als Zwischenglied zwischen dem kontinentalen Rotliegenden und der ganz flachen Bildung des Zechsteinkalkes nicht in großer Tiefe entstanden sein kann, sondern nur die Ablagerung eines stagnierenden Wasserbeckens beim Eindringen des Zechsteinmeeres auf den Rotliegend-Kontinent darstellt. Um sich von den Bildungsbedingungen des Dictyonemaschiefers eine Vorstellung zu machen, vergegenwärtige man sich kurz die erdgeschichtliche Entwicklung der vorangehenden kambrischen Ablagerungen.

An die Basis des Kambriums in Estland wird bekanntlich gewöhnlich der Blaue Ton gestellt, für dessen vor-kambrisches Alter neuerdings JOH. WALTHER eingetreten

¹⁾ Lethaea palaeoz. II. 1, S. 116 u. 60.

ist²⁾, eine Auffassung, die übrigens bereits von F. SCHMIDT angedeutet wird³⁾ und die viel für sich hat, wenn man den überlagernden Eophyton-Sandstein mit dem schwedischen Eophyton-Sandstein parallelisiert, der dort als ältestes Glied des Kambriums gilt. Die grüne Farbe dieses Tones rührt bekanntlich von Glaukonitkörnchen her. Solche sind aber gerade vielfach in Transgressionsbildungen, z. B. der Kreide, festgestellt und deuten daher schon von vornherein auf flaches Meer. Das Auftreten von Kohlenschmitzen im Blauen Ton, die bei Kunda erbohrt sind, zeigt aber ganz deutlich, daß es sich hier nur um ganz küstennahe Ablagerungen handeln kann.

Der Blaue Ton geht durch Wechsellagerung über in den Eophyton- und weiter den Fukoiden-Sandstein. Das Auftreten von Ausgüssen von Medusenmündern weist klar auf zeitweilige Trockenlegung, also eine negative Strandverschiebung hin, die sich im Fukoiden-Sandstein offenbar fortsetzt, bei dessen Bildung vielleicht schon dem Wind eine gewisse Rolle zufällt. Diese Auffassung würde gut zu derjenigen F. SCHMIDTS passen, der zwischen Fukoiden-Sandstein und dem auflagernden Unguliten-Sandstein eine Unterbrechung der Sedimentation namentlich im Hinblick auf das Auftreten von Rollstücken des Fukoiden-Sandsteins im Unguliten-Sandstein annimmt. Es scheint, daß der Unguliten- oder Obolus-Sandstein wieder eine schwache positive Strandverschiebung andeutet.

Die massenhafte Anhäufung, besonders im oberen Teil dieser Schicht, macht durchaus den Eindruck einer Strand-schüttung, einer Ablagerung zwischen Ebbe und Flut. Bemerkenswert ist auch die vielfach zu beobachtende Kreuz-schichtung. Auf andauernde folgt also kurze periodische Trockenlegung, die der Ablagerung des Dictyonemaschiefers vorausgeht. Daß dieser demnach keine Tiefsee- oder auch nur Tiefwasserablagerung sein kann, dürfte somit schon aus der ganzen Entwicklung folgen. Ein derartig rapides Sinken des Landes, wie das jetzt Voraussetzung wäre, kann unter keinen Umständen angenommen werden. Schon die Tatsache aber, daß der im Westen bis 7 m mächtige Dictyonemaschiefer nach Osten auskeilt und bereits bei Narva verschwunden ist, zeigt zur Genüge den Charakter der Ablagerung. Hier liegen die Strandablage-

²⁾ Allgemeine Paläontologie, S. 96.

³⁾ VII. Congr. géol. internat., Guide, XII, S. 3. 1897.

rungen des Unguliten-Sandsteins in gleicher Höhe wie der Dictyonemaschiefer und werden von den silurischen Glaukonitsanden und Kalken überlagert. Von besonderer Bedeutung aber ist, daß sich bereits im Obolus-Sandstein Einlagerungen bzw. Schmitzen eines bituminösen Schiefers finden, der sedimentpetrographisch eben schon Dictyonemaschiefer ist und die gleichen Ablagerungsbedingungen gehabt haben muß, wie der hangende Hauptstoß desselben.

Wie ist also der Dictyonemaschiefer entstanden? Er ist eine ganz flache Faulschlammablagerung des eindringenden Meeres, die sich hinter den Dünen des Obolus-Sandsteins staute und in Stagnation geriet. Ob der Bitumengehalt auf Dictyonema selbst zurückgeführt werden kann, ist vorläufig keineswegs erwiesen. Was an organischen Resten mit eingespült wurde, mußte absterben und in Fäulnis übergehen. Vielleicht waren es gewaltige Tangmassen nach Art des Sargassomeeres, mit denen zusammen Dictyonema einhertrieb. Nähere Aufschlüsse besonders auch über diese Frage erwarte ich von einer Arbeit, die jetzt auf meine Veranlassung von einem meiner Schüler begonnen wurde. Kleinere Überflutungen fielen bereits in die Zeit des Obolus-Sandsteins, dem gegenüber der bituminöse Schiefer hier in seinen tiefsten Teilen nur als untergeordnete Fazies erscheint. Die hierdurch gekennzeichnete enge Verknüpfung von Obolus-Sandstein mit Dictyonemaschiefer läßt auch eine Nachprüfung wünschenswert erscheinen, inwieweit der untere Teil des estnischen Dictyonemaschieferhorizontes seine Stellung im Kambrium wieder einnehmen kann, nachdem er zusammen mit den schwedischen und englischen Dictyonemaschiefern mit altsilurischen Faunenbestandteilen an die Basis des Silurs gerückt ist.

Die gleiche Entstehung wie den Dictyonemaschiefern wird man natürlich auch den eigentlichen Graptolithenschiefern des Unter- und Obersilurs zuschreiben müssen.

9. Über *Brissopneustes danicus* SCHLÜTER im Diluvium von Berlin.

Von Herrn PAUL OPPENHEIM in Berlin-Lichterfelde.

Im Jahre 1897 beschreibt SCHLÜTER¹⁾ in einer äußerst bemerkenswerten, hervorragend kritischen und vollständigen Studie u. a. unter dem Namen *Brissopneustes danicus* und *B. suecicus* zwei neue Echinidenarten der baltischen Kreide, die sich bis dahin ausschließlich in deren obersten Schichten, dem Danien, auffanden und welche dieses daher gut charakterisieren. Es sind dies Formen, welche bisher mit *Micraster*-Arten, wie *M. breviporus* AG. oder *M. Leskei* KLEIN, von den verschiedenen Autoren verwechselt worden waren, wie mit dem *Spatangus Amygdala* GOLDF. der Aachener Kreide. Nachdem SCHLÜTER verschiedene, für den Vergleich etwa noch in Frage kommende Gattungen, wie *Micraster* und *Cyclaster*, durchmustert und ihre Ungeeignetheit für die Einreihung dieser neuen Typen bewiesen hat, legt er dar, daß diese primitiven Spatangiden wegen des Auftretens von nur drei Genitalporen in ihrem Scheitelschilde und der von derjenigen der übrigen Fühlergänge abweichenden Beschaffenheit ihres vorderen Ambulacrum sich nur an die Gattungen *Isopneustes* POMEL aus dem Danien der Pyrenäen und *Brissopneustes* COTTEAU aus dem Eocän von Alicante in Spanien anschließen lassen. Da nun aber das Genus *Isopneustes* neben der Subanal-Fasciole auch eine Peripetalis besitze, diese dagegen den baltischen Stücken, wie der Gattung *Brissopneustes*, vollkommen fehle, so seien die nord-europäischen Kreidearten bei dieser letzteren Gattung einzureihen. SCHLÜTER unterscheidet nun zwei Arten, von denen die erste, der *B. danicus*, sich im Danien des Faxöekalkes auf Seeland und Nordjütland findet. „Wahrscheinlich“, fährt er fort²⁾, „gehört die Art auch dem norddeutschen Diluvium als Geschiebe an. Darauf deutet vielleicht auch die mehrfache Angabe des Vorkommens von dem oben besprochenen *Spatangus Amygdala* GOLDF. in unserem

1) CLEMENS SCHLÜTER: Über einige exocyclische Echiniden der baltischen Kreide und deren Bett. Diese Zeitschr., 49, S. 18 ff.

2) a. a. O., S. 33.

Diluvium“, und es wird hier auf Zitate von GOTTSCHKE, E. GEINITZ und v. HAGENOW zurückgegriffen, von denen E. GEINITZ in seiner sehr vollständigen Monographie der Kreidegeschiebe Mecklenburgs und ihrer Faunen *Spatangus Amygdala* GOLDF. als im Salzholkalk sehr häufig angibt³⁾.

Seit dem Erscheinen der bedeutsamen Untersuchung SCHLÜTERS scheint nicht allzuviel der Kenntnis dieser interessanten Formen hinzugefügt worden zu sein. In einem Referat, welches LAMBERT 1898 über die Arbeit gibt⁴⁾, erklärt dieser hervorragende Echinidenkenner die beiden baltischen Formen für „wohl verschieden von allen *Cyclaster* der Kreide von Tercis“. Hierbei rechnet er die *Isopneustes*-Arten dieses am Rande der Pyrenäen gelegenen Fundpunktes ohne Beschränkung zu *Cyclaster*, während *Isopneustes* POMEL von MUN.-CHALMAS für LAMBERT eine davon durchaus verschiedene Gattung sein soll. Die generische Stellung, welche SCHLÜTER den baltischen Echiniden angewiesen hatte, läßt LAMBERT also gelten; zu ihrer näheren Kenntnis hat er nichts weiter hinzugefügt, so wenig wie übrigens auch ANDERS HENNIG, welcher später die Echiniden der schwedischen Kreide monographisch behandelte. (K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar, 24. Stockholm 1898.)

Auch hinsichtlich des Auftretens der baltischen Arten im norddeutschen Diluvium sind wir bisher nach wie vor nur auf Vermutungen angewiesen. Weder finde ich bei ROEDEL⁵⁾ eine neuere Arbeit bezeichnet, in welcher die Form enthalten sein könnte, noch finde ich sie bei HÜCKE zitiert⁶⁾, obgleich dieser dort die Kreide sehr eingehend behandelt und für das Senon eine ganze Reihe von Echinidenarten angibt (a. a. O., S. 155), wie denn auch die verschiedenen Vorkommnisse des Danien eingehendere Besprechung finden.

Vor kurzem erhielt ich nun von Herrn R. EBERTH, welcher seit Jahrzehnten als Geschiebesammler mit vielem Glück die weitere Umgebung Berlins ausbeutet, und dem meine Sammlung manches selteneren Geschiebe verdankt, drei Echiniden, in welchen ich unschwer den *Brissopneustes*

³⁾ Diese Zeitschr., 40, S. 744.

⁴⁾ In Cossmanns Revue critique de Paléozoologie, S. 30—32.

⁵⁾ Literaturzusammenstellung über die sedimentären Diluvialgeschiebe des mitteleuropäischen Flachlandes, aus „Helios“, Organ des Naturw. Vereins des Reg.-Bez. Frankfurt (Oder), 27, 1912, S. 94—176.

⁶⁾ KURT HÜCKE: Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. Leipzig 1917.

danicus SCHLÜTER erkannte. Zwei von diesen Stücken sind mehr als Steinkerne erhalten, lassen aber gerade dadurch manches wichtige Merkmal der Ambulacralzonen klar erkennen. So insbesondere die von SCHLÜTER nicht angegebene starke Entwicklung der Porenzonen um das Peristom, welche besonders für das vordere unpaare, und die vorderen beiden paarigen Porenstreifen festgestellt werden kann, wie wir diese entsprechend denn auch für *B. suecicus* bei SCHLÜTER⁷⁾ dargestellt finden. Dagegen ist das dritte Stück mit Schale versehen und bei weitem besser erhalten, als das Original Exemplar SCHLÜTERS selbst, soweit man wenigstens hier nach den vom Autor gegebenen Figuren⁸⁾ urteilen kann. Natürlich kann man bei einem mannigfach so herumgeworfenen und geriebenen Fossil, wie sie unsere Diluvialschichten nach ihrer Entstehung naturgemäß beherrbergen müssen, nicht die Erhaltung der zarten Fasciolen erwarten. Aber das Vorderende, welches nicht die geringste Ausbuchtung für das unpaare Ambulacrum zeigt, ist hier vollständig erhalten, während es bei dem Original Exemplar SCHLÜTERS augenscheinlich verdrückt und von fremdem Gestein bedeckt ist. Weitere Einzelheiten zeigt das Peristom, welches von einem starken Ring umgeben ist, der besonders stark an der Vorderlippe entwickelt ist, aber sich als Verbindung auch zur Plastrallippe hinzieht. Auch SCHLÜTER spricht von einer „mit Wulstrand umgebenen Vorderlippe“, doch ist dieses Merkmal kaum auf der Abbildung (a. a. O., Fig. 2) zu erkennen. Das Periproct erstreckt sich mehr in der Höhenrichtung der Schale, während SCHLÜTER es mehr in der Breitenausdehnung zeichnet (a. a. O., Fig. 4). Auch hier sind mehr Berührungspunkte mit den entsprechenden Verhältnissen bei *B. suecicus* SCHLÜTER, wie sie deren Fig. 7 wiedergibt. Schließlich scheint, nach meinem Stück zu urteilen, der auf Fig. 1 gezeichnete hintere Kiel etwas zu stark entwickelt, mein Exemplar zeigt ihn nur in schwacher Andeutung. Über das Scheitelschild vermag ich nichts Neues anzugeben, da dieses an dem mir vorliegenden Stück ausgebrochen ist. Auch sonst wüßte ich der so überaus klaren und präzisen Diagnose, welche SCHLÜTER gibt, nichts wesentliches mehr hinzuzufügen.

Trotz dieser geringen Unterschiede, in welchen ich nur eine Folge der verschiedenartigen Erhaltung sehe, möchte

⁷⁾ a. a. O., T. I, Fig. 6.

⁸⁾ a. a. O., T. I, Fig. 1—4.

ich nicht daran zweifeln, daß hier *B. danicus* SCHLÜTER vorliegt, und nicht die andere, aus den gleichartigen Seditimenten Schwedens stammende Form. Beide sich sehr nahestehende Formen unterscheiden sich im wesentlichen dadurch, daß *B. danicus* niedriger und schmaler ist als *B. suecicus*, und gerade diese beiden wichtigen Merkmale sind meinem Exemplar mit *B. danicus* gemeinsam.

Wir können also nunmehr nicht nur vermuten, sondern mit Sicherheit nachweisen, daß *B. danicus* SCHLÜTER, dieses wichtige Leitfossil des Faxoekalkes Dänemarks, als Geschiebe im norddeutschen Diluvium auftritt, wo er in der Kiesgrube von Britz vor den Toren Berlins von EBERTH gesammelt wurde. Trotzdem nun durch die sichere Festlegung dieser fossilen Art kein neuer Horizont für unsere Geschiebegeologie ermittelt wird — denn Daniengeschiebe sind, wie jeder dem Gegenstand etwas näherstehende Forscher weiß —, altbekannte und keineswegs seltene Gäste in unseren Diluvialablagerungen, so glaubte ich das ermittelte Ergebnis dennoch nicht für unwert halten zu sollen, ihm diese wenigen Zeilen zu widmen.

Neueingänge der Bibliothek.

- BERG, G.: Zur Gliederung des Vorganges der Kontaktmetamorphose. Aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. Halle a. S. 1920.
- Bergbauverein, Essen: Zur Sozialisierung des Kohlenbergbaus. Selbstverlag. Essen 1920.
- HAACK, W.: Über einen Isopoden aus dem Serpultit des westlichen Osnings. Aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1918. 39, I, Berlin 1918.
- KRUSCH, P.: Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagern unter besonderer Berücksichtigung der Weltmontanstatistik. 3. Aufl. Stuttgart 1921.
- PASSARGE, S.: Die Grundlagen der Landschaftskunde. Bd. III. Die Oberflächengestaltung der Erde. Hamburg 1920.
- QUIRING, H.: Die tertiären Manganerzlager bei Kissóc am Nordrande der Niederen Tatra. Aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. Halle a. S. 1920.
- RATHJENS, CARL: Morphologischer Atlas, herausgegeben von S. PASSARGE. Erl. zu Lief. II: Morphologie des Meßtischblattes Saalfeld. Mit Unterstützung der Geographischen Ges. in Hamburg. Hamburg 1920.
- SABOT, R.: La technique de Fédoroff. Simplifications au cours du travail et des reports. Les macles des feldspaths. Aus: Compte rendu des Séances Soc. phys. et d'histoire naturelle de Genève. Genf 1920.
- SACCO, FEDERICO: Il Finalese Schema Geologico. R. Accad. Scienze di Torino. Torino 1920.
- Il Glacialismo antico e moderno nelle alte valli di Ayas (Evançon) e di Gressoney (Lys). Rom 1920.
 - Il Glacialismo nel Gruppo del Monte Emilius (Valle d'Aosta). Rom 1920.
 - Le Pulsazioni della crosta terrestre. Aus: Revista di Scienze Naturali, „Natura“, XI. Pavia 1920.
 - Una Tromba Marina. Aus: Saggi di Astronomia Popolare, IX. Torino 1920.
- V. SHANNON, CARL: Boulangerite, Bismutoplagonite, Naumannite and a silver-bearing Variety of Jamesonite. Aus: Proceedings U. S. Nat. Mus., 58. Washington.
- WILCKENS, OTTO: Die Geologie von Neuseeland. Aus: Geol. Rundschau, VIII. Leipzig.
- Die Bivalvenfauna des Obersenons von Neuseeland. Aus: Centralbl. f. Min. usw. Stuttgart 1920.
 - Die Kreideformation von Neuseeland. Aus: Geol. Rundschau, XI. Leipzig.
 - Die Tigerinsel im Kantonfluß. Aus: Geol. Rundschau, X. Leipzig 1920.
 - KARL DENINGER. Aus: Geol. Rundschau, IX. Leipzig 1919.
 - Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals (Adelagebirge, Graubünden). Aus: Geol. Rundschau, XI. Leipzig 1920.
 - Das Oberengadiner Gebirge, seine Schicht- und Eruptivgesteine, sowie der Bau und die Wurzeln seiner Überschiebungsdecken. Aus: Geol. Rundschau, VIII. Leipzig.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 8–10.

73. Band.

Berlin 1922.

1921.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

	Seite
Protokolle der Hauptversammlung in Darmstadt	161
Protokoll der Sitzung am 11. August 1921	161
<i>Vorträge:</i>	
✓ STEUER, A.: Grundwasserverhältnisse im hessischen Teil der Rheinebene	162
✓ KRENKEL, E.: Erdbebenforschung in Ostafrika (Titel)	170
✓ PENCK, W.: Magma- und Krustenbewegungen (Titel)	170
Protokoll der geschäftlichen Sitzung am 12. August 1921	171
Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 12. August 1921	174
<i>Vorträge:</i>	
✓ HAUPT, O.: Die eocänen Süßwasserablagerungen (Messel- ler Braunkohlenformation) in der Umgegend von Darmstadt und ihr palaeontologischer Inhalt	175
✓ HARRASSOWITZ, H.: Die Entstehung der oberhessi- schen Bauxite und ihre geologische Bedeutung. (Mit 8 Textfiguren)	179
✓ GERTH, H.: Gebirgsbildung und Vulkanismus in der argentinischen Kordillere	192
Protokoll der Sitzung am 13. August 1921	194
<i>Vorträge:</i>	
✓ RANGE, P.: Die Geologie der Küstenebene Palästinas. (Mit 3 Textfiguren)	194
✓ CLOOS, H.: Primäre Druckrichtungen in den variski- schen Granitmassiven (Titel)	203
✓ SCHOTTLER, W.: Die Geologie und der Aufbau des Vogelsberges (Titel)	204
✓ LANG, R.: Herkunft und Bildung der Erze des Mittel- deutschen Kupferschiefers	204

(Fortsetzung des Inhalts nächste Umschlagseite)

KRAUS, E.: Die Klimakurve in der Postglazialzeit Süddeutschlands. (Mit 1 Textfigur)	223
LEHMANN, K.: Die Trogtheorie, eine neue Erklärung der Gebirgs- bildung	227
Protokoll der Sitzung am 14. August 1921	229
<i>Vorträge:</i>	
WEGNER, TH.: Grundwasserentziehung im Rheinisch-Westfälischen Industriegebiet (Titel)	229
WEFFER, E.: Die Bedeutung terrestrischer Vorgänge innerhalb mariner Schichtfolgen (Titel)	229
KLÄHN, H.: Die Ursachen des Todes (nicht Aussterbens) tertiärer und pleistocäner Säuger in der mittleren Rheinebene (Titel)	229
SAUER, A.: Die Trassfrage in wissenschaftlicher und wirtschaft- licher Bedeutung (Titel)	230
<i>Briefliche Mitteilungen:</i>	
10. KRANZ, W.: Die Bedeutung der Trogtheorie für Süddeutschland	230
11. RETTSCHLAG, W.: Das Diluvium der Gegend von Tschemely an der Schtschara. (Mit 1 Textfigur)	234
<i>Neueingänge der Bibliothek</i>	239

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1922

Vorsitzender:	Herr POMPECKJ	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	„ RAUFF	„	JANENSCH
Vorsitzende:	„ DEECKE-Freiburg i. Br.	„	LEUCHS-München
Schatzmeister:	„ PICARD	„	SOLGER
Archivar:	„ DIENST		

Beirat für das Jahr 1922

Die Herren: BERGEAT-Königsberg, BUXTORF-Basel, KRUSCH-Berlin, MADSEN-Kopenhagen, STILLE-Göttingen, STREMMER-Danzig, FRH. STROMER v. REICHENBACH-München, SUESS-Wien, O. WILCKENS-Bonn.



Bei Zusendungen an die Gesellschaft wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bergrat Professor Dr. Bärtling**, Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E. V. zu überweisen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8-10.

1921.

Protokolle der Hauptversammlung am 11., 12., 13. und 14. August 1921 in Darmstadt.

Protokoll der Sitzung am 11. August 1921
in der Technischen Hochschule zu Darmstadt.

Herr KLEMM eröffnet um 9 Uhr die Versammlung und begrüßt die erschienenen Mitglieder, die Vertreter der staatlichen und städtischen Behörden, sowie Se. Magnifizenz, den Herrn Rektor der Technischen Hochschule, dem er den Dank der Gesellschaft für die Überlassung der Räume der Technischen Hochschule ausspricht.

Als Vorsitzender für den heutigen Tag wird Herr KLEMM, als Schriftführer für die Dauer der Hauptversammlung die Herren RAMDOHR, STIEHLER und KLÄHN einstimmig gewählt.

Es folgen Begrüßungsansprachen von Vertretern des Landesernährungsamts und des Landesamts für das Bildungswesen, von Sr. Magnifizenz dem Herrn Rektor der Technischen Hochschule, sowie einem Vertreter der Stadt Darmstadt.

Herr POMPECKJ erwidert als Vorsitzender der Deutschen Geologischen Gesellschaft auf die Begrüßungsansprachen und spricht den Geschäftsführern, Herren KLEMM und STEUER, den Dank der Gesellschaft für ihre Bemühungen um die Hauptversammlung aus.

Herr **STEUER** spricht über

Grundwasserverhältnisse im hessischen Teil der Rheinebene.

Es wird bekannt sein, daß ich im Dezember 1910 die Anregung gab, einen ständigen Grundwasserbeobachtungsdienst in Hessen einzurichten. Sie wurde von der Regierung angenommen. Nach den nötigen Vorarbeiten konnte 1912 mit den Beobachtungen begonnen werden. Etwas später setzten auch andere deutsche Staaten, meines Wissens folgte zuerst Bayern, dann Preußen, Baden, Mecklenburg, Sachsen, mit ähnlichen Arbeiten ein. Leider konnte unser Dienst noch nicht so ausgebaut werden, wie es geplant ist, weil der Krieg dazwischenkam, jetzt aber ist wieder, namentlich auf Wunsch der Forstverwaltung, eine Reihe neuer Beobachtungspunkte eingerichtet worden. Trotz der hohen Kosten habe ich die Messungen in Kurven veröffentlicht, weil sie sofort einen Überblick gestatten. Tabellen würden unleserlich sein¹⁾.

Ein besonders glücklicher Umstand war es, daß das Darmstädter Wasserwerk schon seit 1880 einen vom Pumpwerk unbeeinflussten Brunnen beobachten läßt und die Ergebnisse zur Verfügung stellte, so konnte an dieses wertvolle Material gleich angeschlossen werden²⁾.

Betrachten wir diese in Schaulinien aufgetragenen Beobachtungen! Oben sind die Summen der Jahresniederschläge vom 1. IV.—1. IV. und ebenso die mittleren Jahreswasserstände, unten dasselbe für die einzelnen Monate dargestellt.

Der allgemeine Wasserspiegelabfall seit 1880 bis heute ist deutlich ausgeprägt, wenn auch Schwankungen vorhanden sind. Einzelne besonders trockene Jahre heben sich scharf heraus, so 1893, 1896, 1904/05, 1913, 1918. Dagegen ist das durch seine große Hitze noch allgemein unvergeßliche Jahr 1911 bei weitem nicht unter den tiefsten.

Es fällt ferner auf, daß die Summen der Jahresniederschläge, gemessen in der Nähe des Beobachtungs-

¹⁾ Die Kurven sind im Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Geol. Landesanst. Darmstadt veröffentlicht.

²⁾ Veröffentlicht und hier zu vergleichen in Abhandlungen der Geol. Landesanst. Darmstadt 1911.

ortes, also im Ried am Darmstädter Wasserwerk im vorliegenden Fall, einen Zusammenhang mit der Höhe der durchschnittlichen Grundwasserstände nur undeutlich erkennen lassen. Der Verlauf scheint vielmehr manchmal, so 1880/81, 1911—14 geradezu entgegengesetzt gerichtet zu sein.

Man ersieht aus diesem Verhalten, daß eben die Summe der Jahresniederschläge uns für die Entstehung der Grundwassermassen und zur Erklärung der Schwankungen keinen ausschlaggebenden Faktor abgegeben, weil wichtige, oft Monate anhaltende Trockenheitsperioden im Sommer oder Winter gar nicht zum Ausdruck kommen.

Nachteilig ist ferner die Anordnung des Jahres vom 1. IV. bis 1. IV., weil die für die Grundwasserstände im Einzugsgebiet maßgebende Frühjahrsfeuchtigkeit von Januar bis März, also gerade die Schneeschmelze immer im vorhergehenden Jahr aufgerechnet ist. Die Umrechnung konnte noch nicht ausgeführt werden, wird aber gemacht werden.

Weit aufschlußreicher ist die Aufzeichnung der monatlichen Wasserstände. Der Zusammenhang mit den Niederschlägen tritt hier schon deutlicher hervor, weil die Trockenheits- und Feuchtigkeitsperioden wesentlich besser zum Ausdruck kommen.

Als Einzugsgebiet für die Grundwasserströme im nördlichen Ried haben wir den nördlichen und westlichen Teil des Odenwaldes anzusehen. Wenn nun auch die Niederschlagsmengen und besonders die Schneemengen in der Ebene und im Gebirge wesentlich verschieden sind, so ist ein vorsichtiger Vergleich doch soweit zulässig, als sich feuchte und trockene Perioden bis zu gewissem Grade allgemein ausprägen.

Man vergleiche 1910—13. 1910 hatte hohe Wasserstände, mit ihnen tritt 1911 ein. Herbst, Winter und Frühjahr waren niederschlagsarm, vor allem fehlte im Gebirge der Schnee. Darum folgt in dem heißen und trockenen Sommer ein rascher Abfall der Wasserspiegel. Infolge der Herbstniederschläge erholte er sich aber wieder und so kommt es, daß die schroffe Hitze und Trockenheit des Sommers 1911 in der Jahreskurve nicht zur Geltung kommt. Auf 1911 kommt das zwar nicht so heiße aber im allgemeinen an auf den Boden gelangenden Niederschlagsmengen arme Jahr 1912 mit sehr schneearmem Winter und daher erklärte es sich, daß der allgemeine Grundwassertiefstand

sich erst in 1913 am stärksten ausdrückt. Als Beispiel sei erwähnt, daß SCHOTTLER bei Studien über die Bewurzelung der Bäume im Ried bei Darmstadt im Winter 1913 in $\frac{3}{4}$ m Tiefe staubtrockenen Flugsand vorfand.

Die Sommerniederschläge bleiben fast immer außer Gewicht, weil sie wie gesagt im allgemeinen für die Bodenwasserbildung nicht in Betracht kommen. Verdunstung und Vegetation wirken dem entgegen. Nur in besonders feuchten Jahren können auch sie ausnahmsweise von Einfluß werden.

Wasserwirtschaftlich spielt die Höhe des Grundwasserstandes selbstverständlich eine große Rolle. So kann z. B. Darmstadt zwar nie an Wassermangel leiden, weil immer Grundwasser dasein muß. Für die Arbeit der Pumpen ist es aber nicht gleichgültig, ob der Wasserspiegel wie in 1882 im Durchschnitt auf +92,00 über NN steht, oder wie in 1913 auf +90,80, ja zeitweise, wie in 1913 und 1918 noch tiefer heruntergeht. Also ein Fehlbetrag von 1,40 oder gar noch mehr Metern entsteht! Jedes Wasserwerk ist auf eine bestimmte Höchstleistung eingestellt, die der Leistung der Pumpen und der Brunnen entspricht. Sie kann in der Regel wesentlich überschritten werden, dann tritt aber bei längerer Dauer eine Überanstrengung der Brunnen ein, die ohnehin schon durch den Wassertiefstand geschwächt sind, die Folge ist Heranziehen von feinem Sand, Luft, Kohlensäure usw. unter Umständen Verstopfung der Filter und Zerstörung des Brunnens.

An den Monatsschaulinien ist das Gesetz über den allgemeinen Gang der Wasserspiegel deutlich zu erkennen. März bis April Hochstand, — September bis November Tiefstand. Es gibt aber auch Jahre, in denen dieser regelmäßige Gang recht undeutlich werden kann. Selbstverständlich ist auch da die Ursache in der Art und Menge der Niederschläge zu suchen. Durch niederschlagsarmen Herbst und Winter kann der Aprilhochstand herabgemindert werden. Ein besonders niederschlagsreicher Sommer wie 1908 kann gleichzeitig noch dazu den Tiefstand mildern, so daß die Spiegelschwankungen auf ein Geringstmaß herabgedrückt werden. Es kann auch hinzukommen, daß ausnahmsweise örtlich fallende besonders reiche Niederschläge, wie es bei den stark durchlässigen, höher gelegenen Diluvialterrassen an den Rändern der Rheinebene vorkommen kann, oder Versickerung von Bachwasser ein Auffüllen des Grundwasserstromes be-

wirken. Solche Fälle, in denen die Gesetzmäßigkeit verdunkelt ist, sind vorerst noch nicht zuverlässig zu beurteilen, weil man das weite Einzugsgebiet für das unterirdische Wasser noch nicht so genau kennt, und weil die Niederschlagsbeobachtungen am Regenmesser allein für die Beurteilung hydrologischer Fragen längst nicht genügen. Die geologischen Verhältnisse, die Versickerung und Wasserabzug begünstigen, müssen vor allem in Rechnung gezogen werden. Dieser Umstand ist bisher ganz außer acht geblieben.

Die Zeit, seitdem der Grundwasserbeobachtungsdienst in Hessen besteht, ist noch zu kurz und vor allem ist die Zahl der Beobachtungspunkte noch zu gering, als daß man ein vollkommenes geologisches Bild über die Gesetze der Bewegung entwerfen könnte. Trotzdem haben sich manche Ergebnisse erzielen lassen, die über Entstehung und Einzug des Wassers begründete Schlußfolgerungen zulassen.

Von besonderem Interesse ist die Feststellung der Rolle, die der Rheinstrom den Grundwasserströmen gegenüber spielt. Noch immer taucht in hydrologischen Schriften das Märchen auf, daß der Rhein rückstauend auf das Grundwasser einwirke und lediglich dadurch die Frühjahrsüberschwemmungen bewirke.

Demgegenüber sei mit Nachdruck betont, daß der Rheinstrom lediglich die Entwässerungsrinne für die Grundwasserströme darstellt, daß er also den Überschuß aufnimmt, und daß er die ihrer Herkunft und Zusammensetzung nach grundverschiedenen links- und rechtsrheinischen Tiefengrundwassermassen scheidet.

Um die Beziehungen zwischen Grundwasser- und Rheinwasserstand zu erläutern zeige ich Ihnen die Schaulinien der Jahre 1916 und 1918, die typisch sind.

1916. Vgl. die Linien: Jägersburg, Erfelden, Groß-Rohrheim, Astheim, Lorsche Wald 32, Ginsheim und Hamm, Lorsche Wald 26. Die Höhenlage wird auf den Tafeln immer durch die nächste unter dem Namen der Schaulinie stehende Höhenzahl über NN bestimmt.

Für den Rheinstrom wurden nicht die Rheinwasserspiegel sondern Brunnen unmittelbar am Strom gemessen, um das Bild nicht zu unruhig zu machen.

Jägersburg, Lorsche Wald 32 und 26 besitzen gleichen Charakter, sie sind von örtlichen Einflüssen ganz frei. Astheim und Rohrheim am Rande der höheren Terrassenstufe

sind nicht ganz klar, weil örtlich Wasserabzug nach der tiefsten Stufe möglich ist und die höhere Kies- oder Sandbedeckung fehlt.

Scharf tritt hervor, wie sich die Rheinwasserstände (vgl. Ginsheim, Hamm, Erfelden) und Grundwasserstände im entgegengesetzten Sinne bewegen. Gerade wenn unter regelmäßig verlaufender Witterung Rheinhochwasser herrscht — also zur Zeit der Gletscherschmelze Juni bis August waltet Grundwassertiefstand und umgekehrt.

1918. Auch hier deutlich. Selbst Astheim geht mit dem Grundwasser, auch Groß-Rohrheim.

Ein besonders interessantes Bild zeigen uns die Schaulinien einer Anzahl Bohrlöcher vom Darmstädter Wasserkwerk, die natürlich so gelegen sind, daß sie vom Pumpwerk unbeeinflusst sind. 1917, Tafel 1.

Bohrloch D, Bohrloch J liegen in der tiefsten Niederung unmittelbar am Rande einer alten Flußrinne mit Abzugsgraben.

Bohrloch 20, 19, 26 liegen entfernt davon auf der älteren Terrassenstufe, kein tieferer Einschnitt ist in ihr vorhanden, überall gleichmäßige Bedeckung von Kies und Sand.

Beeinflussung vom Rhein auf Bohrloch D und J ist ausgeschlossen, weil dieser viel zu weit entfernt ist. Der Wasserspiegel bei Erfelden am Altrhein steht ferner im Mittel auf 85 m, im Bohrloch J und D etwa auf 89 m also 4 m höher, noch höher in den anderen Bohrlöchern nämlich im Mittel bei 26 auf 90,50, bei 19 auf 91,50, bei 20 auf 93.

Ganz auffallend ist die Unruhe in den Linien D und J, die in der tieferen Niederung am Rande von alten Flußrinnen liegen, gegenüber den anderen wenige Hundert Meter entfernten. Noch schroffer sehen wir das in 1915 und 1916.

Gerade diese Linien sind für mich von hoher Beweiskraft gewesen, das Einzugsgebiet für das Grundwasser und die Regelung des Druckes in der Ebene nach dem Gesetz der kommunizierenden Röhren vom Odenwald her zu suchen, selbstverständlich unter Berücksichtigung gewisser anderer Umstände, die noch zu erwähnen sein werden.

In den ruhigen Linien, z. B. Jägersburg, spiegelt sich ein gleichmäßiger Druck wider, der dadurch erhalten bleibt, daß in den Sanden und Kiesen das oberste Wasserstockwerk unter Wirkung der kapillaren Kräfte langsam und gleichmäßig nach der tieferen Niederung abzieht. Sowohl die Last des überlagernden Wassers, als auch die in den Sanden zu

überwindenden Kapillarkräfte, Benetzungswiderstände, Adhäsion und Reibung verhindern, daß sich Druckschwankungen von unten her am Wasserspiegel plötzlich äußern können.

Anders dagegen in den Rinnen. Hier tritt der Wasserspiegel zutage, es sind keine Überlagerung und keine Widerstände da und das zutage tretende Grundwasser fließt oberflächlich in Rinnsalen ab. Die aus noch unerforschten Gründen aus dem Einzugsgebiet des Wassers stammenden Druckschwankungen können sich also ungehindert äußern. Darum auch der schroffe Abfall der Linien im Mai und Juni sowie der Wiederaufstieg im Spätherbst; der in niederschlagreichen Jahren besonders im Frühjahr ganz unabhängig vom Rheinstand die Überflutung der tiefsten Niederung verursacht. Sie verläuft sich in feuchten Jahren erst im Mai ganz, also gerade in der Zeit, wo der Rhein in der Regel anzusteigen beginnt.

Überflutung vom Rhein her kann natürlich bei plötzlichen Hochwässern eintreten, sind doch 1882 sogar die Dämme durchbrochen worden. Derartige Katastrophen sind selbstverständlich hier auszuschalten.

Das Grundwassergefälle beträgt vom Gebirgsrande her bis zum Strome ungefähr 8 bis 10 m. Die tiefen Gewässer stehen also unter hydrostatischem Druck, es müssen darum in der Sohle des Stromes — wo nicht etwa eine Tonschicht durchschnitten ist, — wahrscheinlich beständig beträchtliche Wassermengen eintreten. An ein den Niederschlagsmengen entsprechendes, wellenartiges Vorwärtsbewegen des Grundwassers — wie mir gegenüber einmal ein Fachgenosse vermutend aussprach, — darf man keinesfalls denken, weil der vom Odenwaldrande bis zum Strom zurückzulegende Weg 20 km und mehr beträgt und vermutlich in den tieferen Wasserstockwerken in sehr langer, wahrscheinlich jahrelanger Zeit erst durchlaufen wird, in der sich, unter den wechselnden, von der Korngröße der Sande und Kiese abhängigen Widerständen, ein Ausgleich vollziehen muß. Die scheinbaren Wellen sind Druckschwankungen aus dem Einzugsgebiet her, die sich aber nur an bestimmten Stellen unter bestimmten Bedingungen äußern können.

Wie ich oben schon erwähnte, unterscheiden sich die links- und rechtsrheinischen Grundwässer durchaus. Auf der rechtsrheinischen Seite herrscht der Herkunft des Wassers entsprechend aus den tertiären Kalken solches von etwa 30° DH. Auf der anderen Seite findet sich dagegen,

je nachdem man Proben aus rheinischen, Neckar- oder Mainkiesen entnimmt, solches von 8 bis 35° Härte. Unter dem Strome müssen westlich und östlich abfließendes Wasser zusammentreffen und in die tiefeingeschnittene Rinne emporsteigen.

Ich habe oben bemerkt, daß die in der Rheinebene fallenden Niederschläge im wesentlichen für die Grundwassererzeugung nicht in Betracht kommen. Sie sehen hier eine Karte der alten Neckarbetten, die seinerzeit von MANGOLD sorgfältig aufgenommen worden sind und wobei auch die Rhein und Main begleitende Überschlickung berücksichtigt ist³⁾. Nimmt man noch die geologischen Spezialkarten zur Hand, soweit sie vorliegen, so findet man die Schlickdecken wohl noch ausgedehnter und bemerkt, daß sie oft bis zu mehreren Metern anschwellen und namentlich im Neckargebiet von äußerst zäher Beschaffenheit sind. Sie sind so gut wie wasserundurchlässig und dasselbe gilt von den äußerst feinkörnigen tonigen Triebssanden, die unter der Oberfläche in verschiedenen Teufen weit verbreitet lagern. Gerade derartige Triebssande sind es, die in einem großen Teile des Rieds Wasserstockwerke von sehr verschiedener chemischer Zusammensetzung scheiden. Ich lernte diese Verhältnisse zuerst an einem tiefen Bohrloch kennen, das die IHmsche Lederfabrik unter meiner Leitung bei DORNBERG abteufen ließ und wobei chemische Untersuchungen etwa alle 10 m vorgenommen wurden.

Da stellte sich heraus, daß zuoberst sehr hartes Wasser, vielleicht vom kalkreichen Flugsand beeinflusst, herrscht. Schon in geringer Teufe kam man auf Neckarkies, in dem ebenfalls 25 bis 30° vorgefunden wurden, darunter aber durch bis zu 10 m mächtige Triebssande getrennt, folgen wieder rheinische Kiese, in denen sich Wasser mit 8 bis 9° DH bewegt. Diese Beobachtung konnte ich weiter verfolgen, nur mit dem Unterschied, daß im Norden auf Kelsterbach zu oben, den dort herrschenden Mainkiesen entsprechend weiches Wasser zu finden ist. Draußen in der Ebene stößt man aber in der Gegend zwischen Rüsselsheim und Groß-Gerau und bis zum Modagrundwasserkegel am Darmstädter Wasserwerk hin in der Tiefe von etwa 40—50 m und mehr ab, wo keine Neckarkiese mehr lagern, auf das charakteristische mittelharte, fast weiche Wasser, das unmöglich durch Niederschläge in der Ebene entstehen

³⁾ Vgl. Abhandlungen der Geolog. Landesanst. Darmstadt.

kann, sondern vom Odenwald stammt und aus der Tiefe aufsteigt.

Wir wissen, daß das allgemeine Grundwassergefälle vom Gebirgsrande nach dem Strome, also auf der rechten Rheinseite von O nach W mit einer meist geringen Ablenkung nach N gerichtet ist. Auffallend sind zwei besonders kräftige Wasserkegel, von denen der eine am Austritt des Weschnitztales entsteht und die Wasserwerke von Mannheim und der Zellstoffabrik Waldhof speist, ein anderer am Austritt des Moldautales, den das Darmstädter Werk ausnutzt. Ein weiterer kräftiger Strom im N bei Langen, Sprendlingen, Neu-Isenburg ernährt die dem Main zufließenden Grundwasserströme, die sich durch Weichheit und besonderen Reichtum an Kohlensäure auszeichnen. Dazu kommen eine Menge kleinerer Ursprungsstellen, die sich an mehreren Orten bestimmt nachweisen lassen. Verfolgt man nun die Täler in den Odenwald hinein, besonders Modau und Weschnitz, so sieht man, daß die Flüsse keine Alluvion und somit auch keinen Grundwasserstrom haben. Das Wasser treibt erst am Odenwaldrande auf, und zwar gerade an solchen Stellen, wo das Gebirge besonders stark zerrüttet ist. Weschnitzkegel und Modaukegel sind so bestimmt nachweisbar, daß Zweifel über den Ursprungsort nicht möglich sind. Bei Laudenbach kam eine Tiefbohrung hart an den Abbruch des Odenwaldes. Sie erschloß artesisches Wasser, das mit starkem Überdruck oben ausfloß.

Ähnlich verhalten sich die Ströme auf der linken Rheinseite. Ich studierte sie bei den Vorarbeiten für die Wasserwerke Worms und Mainz, die Gruppenwasserwerke Guntersblum und Osthofen.

Besonders interessant lagen die Verhältnisse bei Worms und Rheindürkheim. Dort sind deutlich zwei Wasserstockwerke erkennbar. Ein oberes mit 30 mg Chlor im Liter und ein tieferes mit 70—80 mg. Des letzteren Herkunft konnte nur mineralischen Ursprungs sein, und mußte auf die Rheintalspalte zurückgeführt werden. Die Erklärung kam vor zwei Jahren durch Bohrlöcher bei Monsheim und Pfeddersheim. Es fand sich bei Monsheim in 540 m Teufe artesisches Wasser und floß mit 4000 cbm im Tag, 40° Temp. und etwa 20 m Überdruck aus dem Bohrloch aus. Es enthielt 4° DH und 170 mg Chlor im Liter. Die Pfrimm fließt bei Monsheim über wasserundurchlässige Tertiärmergel, ebenso bei Pfeddersheim etwas östlich von Monsheim. Zuerst lagern Alluvium und Pliocän, dann Corbicula- und

Cerithienschichten und zuletzt wurde bei Pfeddersheim Cyrenenmergel erbohrt, in dem das Loch stecken blieb bei etwa 300 m. Das Wasser aus den oberen Kalken war hier sehr hart und enthielt viel Schwefelwasserstoff. Bei Monsheim war in der Teufe noch oberster Rupelton erbohrt worden und unter ihm kam man auf Kies, aus dem das warme Wasser auftrieb. Das Einzugsgebiet dafür ist rückwärts also westlich wohl bis zum Donnersberg hin zu vermuten. In den Kiesen drückt sich der warme Grundwasserstrom unter dem Tertiär nach O und muß dann an der Rheintalspalte aufsteigen, wo er sich mit dem Grundwasser mischt und abkühlt.

Aus der Fülle des Materials habe ich nur eine Anzahl besonders interessanter und charakteristischer Punkte herausgegriffen, ich hoffe bald mit einer ausführlichen Veröffentlichung hervortreten zu können. Heute kam es mir darauf an, die Wege darzulegen, auf denen ich bei meinen Untersuchungen über die Grundwasserströme unseres hessischen Rieds vorgegangen bin. Ich wollte ferner andeuten, daß hydrologische Beobachtungen allein die verwickelten Fragen nicht zu lösen imstande sind. Es handelt sich in hohem Maße um geologische Fragen, darum müssen Ingenieur und Geologe innig zusammenarbeiten.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren POMPECKJ, DEECKE, SCHUH, MINTROP, FREUDENBERG, HUMMEL und der Vortragende.

Herr HARRASSOWITZ und Herr WILCKENS machen geschäftliche Mitteilungen.

Herr KRENKEL berichtet über „Erdbebenforschung in Ostafrika“.

An der Diskussion nehmen die Herren FREUDENBERG und MINTROP teil.

Herr W. PENCK spricht über „Magma- und Krustenbewegungen“*).

An der Aussprache beteiligen sich die Herren GERTH, CLOOS und der Vortragende.

Als Vorsitzender für die nächste Sitzung wird einstimmig Herr DEECKE gewählt.

V. W. O.

KLEMM. PAUL RAMDOHR. HANS KLÄHN. STIELER.

*) Ein Referat des Verfassers über seinen Vortrag erschien in der Zeitschrift „Glückauf“. Essen. Jahrgang 1921.

Protokoll der geschäftlichen Sitzung am 12. August 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende der Gesellschaft eröffnet um 9 Uhr die geschäftliche Sitzung. Das Protokoll vom vergangenen Tag wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft wünschen beizutreten:

Herr Dozent ASSAR HADDING in Lund, vorgeschlagen von den Herren HUTH, ERDMANNSDÖRFFER und SCHNEIDERHÖHN.

Herr Studienassessor Dr. MUSPER in Tübingen, vorgeschlagen von den Herren KESSLER, SÖRGEL und HENNIG.

Herr Hauptmann a. D., cand. geol. SCHULZ in Halle, vorgeschlagen von den Herren LANG, WILLRUTH und v. FREYBERG.

Herr Oberbergamtsmarkscheider GEHRKE in Clausthal, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, POHL-SCHMID und FREMDLING.

Herr H. MÜLLER in Berlin-Friedenau, vorgeschlagen von den Herren DIENST, SCHROEDER und BORN.

Herr Dr. HOHENSTEIN in Berlin, vorgeschlagen von den Herren LANG, WEYGELT und v. FREYBERG.

Herr Prof. Dr. BROUWER in Delft,

Herr Dr. MÜLLERRIED in Berlin, vorgeschlagen von den Herren BUSZ, OESTREICH und WICHMANN.

Frl. Dr. EDINGER in Frankfurt a. M.,

Herr Dr. MICHEL in Frankfurt a. M.,

Herr Dr. REINHEIMER in Gießen, vorgeschlagen von den Herren BORN, HUMMEL und WEPFER.

Herr Redakteur MENDEL in Berlin-Wilmersdorf, vorgeschlagen von den Herren HAUPT, POMPECKJ und STREMMER.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Der Vorsitzende teilt den Tod der Mitglieder Prof. Dr. KOLESCH in Jena und Bergwerksdirektor FRIEDRICH STÜRMANN in Dortmund mit.

Zu Ehren der Hingeschiedenen erhebt sich die Versammlung.

Der Vorsitzende berichtet, daß Vorstand und Beirat beschlossen haben, gemäß § 4 der neuen Satzung der Gesellschaft vorzuschlagen, folgende Mitglieder zu Ehrenmitgliedern zu ernennen:

Die Herren

FRANZ BEYSLAG in Berlin, der als Organisator der geologischen Landesdurchforschung unsere Wissenschaft dem Leben dienstbar machte.

WILHELM BRANCA in München, der die Vulkanologie auf neue Wege führte.

HUGO BÜCKING in Berlin, der sein Leben der geologischen Erforschung der Reichslände widmete.

HEINRICH VON ECK in Stuttgart, den Forscher in der der deutschen Trias, den Begründer der Schwarzwaldgeologie.

ALBERT HEIM in Zürich, den Erforscher der Schweizer Alpen.

ALFRED JENTZSCH in Gießen, den Förderer der geologischen Erkenntnis Ostdeutschlands.

EMANUEL KAYSER in München, den Lehrer der Geologie.

Der Vorsitzende begründet den Vorschlag, der von der Versammlung angenommen wird.

Der Vorsitzende erstattet den Jahresbericht, und legt dabei eine Karte vor, die die Verteilung der Mitglieder über Deutschland zeigt. Vorsitzender verliest den Bericht des Schatzmeisters und legt den diesjährigen Haushaltsplan vor.

Der Vorsitzende beantragt, die österreichischen Mitglieder möchten sich untereinander einigen über einen Betrag in Papiermark, der als Jahresbeitrag für 1922 von jedem Mitglied zu zahlen ist. Zur Begründung führt er aus, daß durch die Valutaschwankungen 1921 die aus Deutschösterreich eingelaufenen Zahlungen je nach dem Einzahlungstermin ganz verschiedene Beträge ausmachen. Die anwesenden Mitglieder aus Deutschösterreich erklären sich mit dem Vorschlag einverstanden und werden ihn vertreten.

Dem Schatzmeister Herrn PICARD wird der Dank der Versammlung für die Kassenführung der letzten Jahre ausgesprochen.

Zu Rechnungsprüfern werden die Herren P. G. KRAUSE und THOST gewählt.

Herr DIENST erstattet den Bericht als Archivar, der Vorsitzende dankt ihm im Namen der Gesellschaft für die

Neuaufstellung der Bibliothek, und spricht der Preuß. Landesanstalt Dank aus für Beherbergung dieser.

Vorsitzender ersucht die Versammlung um Meinungsäußerung, ob ein Katalog der Bibliothek herausgegeben werden soll. An der Aussprache beteiligen sich die Herren SALOMON, KEILHACK, DIENST, SAUER, MINTROP, STEUER, PETRASCHECK, CLOOS, KLÖCKNER, A. SCHMIDT, WILCKENS und der Vorsitzende.

Die Versammlung spricht sich dahin aus, daß die Herausgabe eines Katalogs erwünscht sei, und ermächtigt den Vorstand, die nötigen Schritte einzuleiten, um durch Subskription die Mittel zum Druck aufzubringen.

Der Bericht des Schriftleiters Herrn BÄRTLING, der infolge dienstlicher Behinderung nicht kommen konnte, liegt infolge einer Verzögerung der Post nicht vor.

Herr DIENST berichtet statt dessen über den Stand der Drucklegung der Zeitschrift auf Grund der ihm persönlich von Herrn BÄRTLING gemachten Mitteilungen.

Der Vorsitzende bittet die Herren des Beirats um möglichst tätige Mitarbeit in der Gesellschaft. Sodann teilt er mit, daß Vorstand und Beirat beschlossen haben, den Betrag von 1000 M. aus der HERM. CREDNER-Stiftung Herrn OERTEL zu verleihen zu Studien im Bereich des Baltischen Lias.

Als Preisrichter für die Verleihung der STROMER v. REICHENBACH-Stiftung werden die Herren ANDREE, BERGEAT und STREMMER ernannt.

Der Vorsitzende teilt mit, daß von der Gesellschaft der Deutschen Naturforscher und Ärzte der Vorschlag gemacht wurde, jedes zweite Jahr gemeinschaftlich zu tagen. Vorstand und Beirat haben sich gegen diesen Vorschlag ausgesprochen. Die Versammlung schließt sich dem Standpunkt von Vorstand und Beirat an.

Der Magistrat der Stadt Görlitz hat die Gesellschaft eingeladen, ihre Hauptversammlung 1922 in Görlitz abzuhalten, gleichzeitig liegt eine Einladung an Herrn CLOOS nach Breslau vor. Aus technischen Gründen entscheidet sich die Versammlung für Breslau, ersucht jedoch Herrn CLOOS, der zum Geschäftsführer für die Hauptversammlung 1922 gewählt wird, zu versuchen eine Kombination Görlitz-Breslau zustandezubringen.

Für 1923 liegt eine Einladung für Regensburg-München, für 1924 nach Danzig, für 1925 nach Münster vor.

Herr SALOMON erklärt, daß nur technische Gründe verhindert haben, daß die diesjährige Hauptversammlung in Heidelberg stattfand.

Herr HARRASSOWITZ schlägt vor, die Hauptversammlungen zu großzügiger Werbearbeit auszunützen.

Ein Antrag der Herren MADSEN, BÜCKING, WICHMANN, LEUCHS, WILCKENS, POMPECKJ, RAUFF, DIENST, JANENSCH:

Es wird beantragt: „Die Deutsche Geologische Gesellschaft wolle ihre Mitglieder bitten, die stratigraphischen Formationsnamen der Stufenbezeichnungen in deutscher Form zu gebrauchen, und ihren Schriftleiter zu ermächtigen, in der Zeitschrift der Gesellschaft diese deutschen Formen einheitlich durchzuführen“

wird von der Versammlung angenommen.

Herr STEINMANN berichtet über Maßnahmen des kommenden „Internationalen“ Geologen-Kongresses.

Vorsitzender bittet Herrn STEINMANN weiterhin die Interessen der deutschen Geologen zu vertreten.

Herr SAUER spricht über die Stellung der neugegründeten europäischen Staaten zu den deutschen Geol. Landesanstalten.

Der Vorsitzende schließt um 11 Uhr die geschäftliche Sitzung.

v. w. o.

POMPECKJ. STIELER. KLÄHN. RAMDOHR.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 12. August 1921.

Vorsitzender: Herr DEECKE.

Herr DEECKE eröffnet anschließend die wissenschaftliche Sitzung.

Herr KLEMM macht eine geschäftliche Mitteilung.

Herr THOST erstattet den Bericht der Kassenprüfer. Dem Schatzmeister wird Entlastung erteilt.

Als Vorsitzender für den morgigen Tag wird Herr STEUER einstimmig gewählt.

Herr HAUPT spricht über

Die eocänen Süßwasserablagerungen (Messeler Braunkohlenformation) in der Umgegend von Darmstadt und ihr palaeontologischer Inhalt.

Das Vorkommen der Messeler Braunkohlenformation ist auf ein kleines Gebiet von etwa 12 qkm Oberfläche beschränkt, ohne jedoch ein geschlossenes Ganzes zu bilden. Das Hauptvorkommen liegt bei dem Ort Messel an der Bahnlinie Darmstadt—Aschaffenburg, kleinere bei den Orten Offental, Urberach, Forsthaus Einsiedel, Dieburg und Gundernhausen. In Tagebauen werden zwei Vorkommen abgebaut, erstens das größte bei Bahnhof Messel mit 0,7 qkm Oberfläche und bis zu 150 m Mächtigkeit durch die Gewerkschaft „Grube Messel“, zweitens ein kleineres bei Forsthaus Einsiedel, die „Grube Prinz von Hessen“, durch die Stadt Darmstadt. Während ersteres nur der Ölgewinnung mit ihren Nebenprodukten dient, sucht letzteres nur Brennstoff — die Rohbraunkohle zu Heizzwecken, — zu gewinnen.

Ihre Erhaltung verdanken diese Vorkommen kleinen Grabeneinbrüchen im Gebiet des Rotliegenden (Tholeyer Schichten) und des kristallinen Grundgebirges (Granit, Diorit, Amphibolit).

Die Entstehung der Messeler Braunkohlenbildung fällt in das Mitteleocän. Hier haben sich zuerst in Mulden der Landoberfläche Seen gebildet, in denen Faulschlamm (Sapropel) zum Absatz kam. Diese Mulden scheinen schon an Verwerfungen gebunden zu sein; denn die Mächtigkeit des Sapropels bis zu 150 m auf „Grube Messel“ vermag sich der Vortragende nur dadurch zu erklären, daß gleichzeitig mit seiner Bildung ein allmähliches Absinken des Seebodens an diesen Verwerfungen stattgefunden hat. Letztere wären somit eocän. Im weiteren Verlauf sind die einzelnen Sapropelsümpfe, die nur durch flaches Sumpfgelände, auf dem eine üppige Vegetation Platz gegriffen, voneinander getrennt waren, vom Rande her zugewachsen, was zur Bildung der Braunkohle Veranlassung gab. Dieser Zustand trat naturgemäß auf den kleineren Seenbecken eher ein als auf den größeren, weshalb wir die Kohle auf „Grube

Prinz von Hessen“ viel mächtiger antreffen als auf der „Grube Messel“, wo die später einsetzende Erosion dieselbe fast ganz zerstört hat. Nach obigen Ausführungen ist die Braunkohle als autochthon zu bezeichnen. Die starke Faltung der Schichten dürfte auf Schrumpfung der gesamten Masse und dadurch bedingte Sackung zurückzuführen sein, infolgedessen sich am Rande das Rotliegende an mehreren Stellen über die Kohle geschoben hat.

Die Fauna ist reich und mannigfaltig. Von „Wirbellosen Tieren“ sind jedoch seither nur Insekten bekannt geworden. Insbesondere fehlen jegliche Reste von Schnecken und Muscheln, ein Umstand, der wohl auf die auflösende Wirkung der Kohlen- bzw. Humussäure auf ihre aus kohlen-saurem Kalk bzw. Arragonit bestehenden Schalen zurückzuführen ist. Anders liegt das Verhältnis bei den „Wirbeltieren“, deren Knochen zum größeren Teil aus phosphorsäurem Kalk bestehen. Bis jetzt haben folgende Klassen Vertreter geliefert: Fische (besonders Ganoidfische), Reptilien (Eidechsen, Schlangen, Krokodile, Schildkröten), Vögel und Säugetiere (Insektenfresser und Fledermäuse, Nagetiere, Huftiere und Halbaffen). Wissenschaftlich bearbeitet sind die Insekten¹⁾, Fledermäuse²⁾, Schildkröten³⁾, Halbaffen⁴⁾ und ein Vogel⁴⁾, in Bearbeitung befinden sich durch den Vortragenden die Huftiere und Nager, denen die Krokodile folgen sollen. Die Ergebnisse hieraus sind folgende:

1. Insekten: Kakerlaken (Blattiden) und Käfer sind vorherrschend, seltener Hemipteren. Fliegen, Netzflügler und Schmetterlinge fehlen. Auffallenderweise sind alles Landinsekten. Die entomologische Fauna ist subtropisch und sehr fragmentär, weshalb sie keine weitere Schlüsse zuläßt.

2. Schildkröten, von denen drei Gattungen nachgewiesen sind. Die Gattung *Testudo* befindet sich noch in Bearbeitung. Die vom europäischen Festland seither unbekannte Gattung *Anosteira* ist sehr altertümlich und hat ihre nächsten Verwandten im nordamerikanischen Eocän. Die

¹⁾ Durch Herrn MEUNIER-Bonn. Abh. d. hess. geol. Landesanstalt zu Darmstadt, 1921, Bd. VII, Heft 3.

²⁾ Durch Herrn REVILLIOD-Basel, Abh. d. hess. geol. Landesanstalt zu Darmstadt, 1917, Bd. VII, Heft 2.

³⁾ Durch Herrn HARRASSOWITZ-Gießen. Im Erscheinen, ebenda.

⁴⁾ Durch Herrn WITTICH-Darmstadt, Abh. d. hess. geol. Landesanstalt zu Darmstadt, 1898, Bd. III, Heft 3.

zwei *Trionyx*-Arten gehören zu der älteren, auf das Eocän beschränkten Gruppe der nichtprotrunguiden Trionychiden.

3. Fledermäuse sind durch zwei neue Gattungen und Arten vertreten, *Palaeochiropteryx* und *Archaeonycteris*, von denen letztere altertümliche Merkmale aufweist.

4. Der Halbaffe (*Cryptopithecus*) und

5. ein Sumpfvogel (*Rhynchaëtes*) sagen nichts besonderes aus.

6. Von Huftieren sind zwei Gattungen in zwei neuen Arten vorhanden. Die eine, *Propalaeotherium hassiacum* spec. nov., ist nahe verwandt mit *Prop. Rollinatti* STEHL., während die andere, *Lophiotherium messelense* spec. nov., den nächsten Verwandten in *Lophiotherium pygmaeum* STEHL. hat. Beide sind Leitfossile für das Obere Mitteleocän, worauf der Vortragende im Jahre 1910 die Altersbestimmung der Messeler Braunkohlenschichten vorgenommen hat⁵⁾.

6. Von Nagetieren ist eine neue Gattung und neue Art zu verzeichnen. Sie gehört zu der Unterordnung der *Simplicidentia* und der Abteilung der Sciuromorphen. Der Vortragende hat ihr den Namen *Palaeomarmota sciuroides* gen. nov. sp. nov.⁶⁾ gegeben. Sie ist nahe verwandt mit *Plesiarctomys Schlosseri* RÜT., der aber kein *Plesiarctomys* ist, sondern zu unserer neuen Gattung gehört. Bisher waren nur einzelne Zähne bekannt. Von Messel liegen zwei vollständige Skelette vor. Die Gattung ist bezeichnend für das Mitteleocän.

Die Flora ist von dem verstorbenen Herrn ENGELHARDT, Dresden, bearbeitet worden⁷⁾. Sie besteht nach seinen Untersuchungen vorwiegend aus Formen, die den Pflanzengemeinschaften Ostindiens angehören, erst in zweiter Linie

⁵⁾ HAUPT, O.: *Propalaeotherium* cf. *Rollinatti* STEHL. aus der Braunkohle von Messel bei Darmstadt. Notizbl. d. V. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst. Darmstadt. IV. F., H. 32, 1911.

⁶⁾ Nach den Untersuchungen von Herrn STEHLIN-Basel hat *Plesiarctomys Schlosseri* RÜT. mit der Gattung *Plesiarctomys* nichts zu tun, wie der Vortragende sich selbst überzeugt hat. Da ferner nach STEHLIN *Ailuravus Picteti* RÜT. identisch ist mit *Plesiarct. Schlosseri* RÜT. und die Messeler Art hiermit nahe verwandt ist, so müßte nach dem Prioritätsgesetze der Name *Ailuravus* gewählt werden. Da der Name *Ailuravus* aber völlig irreführend ist, da er einen Ahnen der Waschbären bedeutet, so hat sich der Vortragende entschlossen, in diesem Falle das Prioritätsgesetz zu durchbrechen und einen neuen Namen eingeführt.

⁷⁾ Erscheint im Jahre 1922 in den Abhandlungen der Hess. Geolog. Landesanstalt zu Darmstadt.

sind es Pflanzen, die die heutige Flora Australiens sowie Süd- und Mittelamerikas zusammensetzen, während Vertreter der gemäßigten Zone nahezu fehlen. *Moraceen*, *Lauraceen*, *Apocynaceen*, *Sapotaceen*, *Myrtaceen*, *Celastraceen*, *Sapindaceen* und *Leguminosen* herrschen vor und geben der Messeler Flora einen tropisch-subtropischen Charakter. Über die Altersstellung äußert sich ENGELHARDT wie folgt: „Gegen das ältere Eocän spricht das Zurücktreten australischer Formen und das nicht zu unterschätzende Vorhandensein solcher des warmen Amerikas, ganz besonders aber die Ähnlichkeit mit der Flora des Unteroligocäns bei Häring in Tirol. Wir glauben daher nicht irre zu gehen, wenn wir die Messeler Tertiärflora dem oberen Eocän zuweisen und sie als eine Übergangsflora vom Eocän zum Oligocän betrachten.“

Zusammenfassende Ergebnisse:

I. Für die Stratigraphie.

Die Messeler Braunkohlenformation ist eine Süßwasserbildung vom Alter des oberen Mitteleocäns (Lutétien). Hierfür leitend ist das Vorkommen von *Propalaeotherium hassiacum* sp. nov., *Lophiotherium messelense* sp. nov., *Palaeomarmota sciuroides* gen. nov. sp. nov. und *Anosteira* sp. nov. Gleichalterige Ablagerungen, vielleicht etwas jünger, sind in Süddeutschland die Süßwasserkalke von Buxweiler mit den unterlagernden Braunkohlen führenden Tonen, sowie einige Bohnerzbildungen von Elsaß-Lothringen, der Schweiz (Egerkingen), Württembergs und Bayerns (Fronstetten und Salmendingen), in Norddeutschland die Braunkohlen im Geiseltal bei Mückeln (Kr. Merseburg) und von Helmstedt (Braunschweig).

II. Für die Palaeogeographie.

Die Landverbindung, die im Palaeocän und noch im Unter-eocän mit Nordamerika bestand, ist im Mitteleocän aufgehoben; denn alle Funde von Säugetieren aus letzterem sind nach unseren jetzigen Erfahrungen der Gattung und Art nach von amerikanischen verschieden. Daß bei den Schildkröten die Beziehungen noch inniger sind und auch die Flora Anklänge an amerikanische Formen aufweist, läßt sich ungezwungen dadurch erklären, daß sowohl die Flora als auch die niederen Wirbeltiere der Umbildung und Differenzierung viel weniger unterworfen sind als die Säugetiere.

Zum Vortrag spricht Herr HARRASSOWITZ.

Herr **HERMANN HARRASSOWITZ** - Gießen spricht über

Die Entstehung der oberhessischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung¹⁾.

(Mit 8 Textfiguren.)

Die oberhessischen Bauxite sind in der Pliocänzeit durch Verwitterung aus Basalten entstanden. Die Alkalien, der allergrößte Teil der Kieselsäure, auch etwas Eisen sind hinausgeführt, so daß eine Anreicherung von Tonerde eintrat, die die nutzbaren Lagerstätten schuf. Der Bauxit kommt in Oberhessen nur in Stücken von Nuß- bis gelegentlich sogar Kubikmetergröße vor. Diese Stücke, die zumeist ein unregelmäßiges eckiges Äußere zeigen, liegen mehr oder weniger häufig in verschiedenen roten und bunten Erden. Die meisten Lagerstätten befinden sich in Roterde. Manchmal finden wir auch Rollagerstätten.

Das Äußere der Stücke ist in zahllosen Fällen unregelmäßig und direkt zerfressen. Sie unterscheiden sich in der Formung der Oberfläche nicht von Kalken, die im Boden angeätzt worden sind. Manche Stücke besitzen eine glänzende Rinde, die aus einem Tonerdehydratgel besteht. Im Innern können wir stellenweise eine regelrechte „Vertonung“ beobachten, die sich manchmal auch über das Ganze erstreckt. Die Tonerdehydratsubstanz ist wolkenartig oder achatartig verteilt und findet sich vielfach auch in Hohlräumen ausgeschieden. Über faustgroße Stücke von dem Sklerogel sind dabei bekannt. Die Tonerde liegt also nicht, wie man früher meinte, nur an Stelle der Feldspäte, aus denen sie entstand.

So stellen wir zunächst fest:

1. Die Tonerde der oberhessischen Bauxite stellt nur z. T. einen Verwitterungsrückstand i. e. S. dar, sie ist auch gewandert.

¹⁾ Eine erste, vorwiegend beschreibende Darstellung findet sich in der Zeitschrift „Metall und Erz“, 1921, S. 567—576. Eine ausführliche Bearbeitung wird in einiger Zeit, nach Abschluß aller Untersuchungen, erscheinen.

Wenn Tonerde überhaupt in Lösung bei der Basaltverwitterung wandert, dann ist es selbstverständlich auch möglich, daß sie von ihrem ursprünglichen Ort weiter wegelaufen kann und erst an entfernteren Stellen, etwa im Meere, zum Ausfällen kommt. Wir haben in manchen Gegenden Bauxitlagerstätten in Kalken, bei denen die Erklärung als reines Verwitterungsprodukt Schwierigkeiten gemacht hat. Wenn wir jetzt von den oberhessischen Bauxiten ausgehend wissen, daß die Tonerde auch eine weitgehende Möglichkeit der Wanderung bei bestimmten klimatischen Verhältnissen besitzt, dann ist damit die Entstehung so mancher Kalkbauxite ohne weiteres erklärt. Unser zweiter Schluß lautet also:

2. Die bei den Vogelsberg-Bauxiten festgestellte Wanderung der Tonerde gibt uns eine Erklärungsmöglichkeit für die Entstehung mancher Kalkbauxite. Im Meer kann sich die vom Festland hergeführte Tonerde ausgefällt haben.

Versuchen wir uns einen Überblick über die Lagerungsverhältnisse der Bauxite zu verschaffen, so erhalten wir ein Bild größter Unregelmäßigkeit. Kaum ein Aufschluß gleicht dem anderen. Wir sehen zwar manchmal mächtige Stöße von Roterde mit eingelagerten Bauxitknollen, doch zeigt eine genauere Beobachtung vielfach wie Schichtung einsetzt, oder die Gerölle sich häufen, wie sich verschieden gefärbte bunte Zonen einschieben oder auch bauxitarmer Partien erscheinen. (Vgl. Fig. 1 u. 2 und die Profile in der oben genannten Arbeit in „Metall und Erz“.) Es kann danach keinem Zweifel unterliegen, daß die Bauxite nicht mehr primäre Lagerung besitzen. Zwar macht manche Grube beim ersten Betreten den Eindruck, als ob die Schichten ungestört wären²⁾, eine genauere Betrachtung und die Zusammenstellung aller³⁾ bekannten Bilder ergibt aber, daß kein primärer Charakter vorhanden sein kann. Jedenfalls hat schon die Wanderung

²⁾ So z. B. die auf der Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im August 1921 bei Göbelnrod und Reichardshain gezeigten Aufschlüsse.

³⁾ In einem einzigen Fall, im Liegenden des auf S. 575 in „Metall und Erz“, 1921, beschriebenen Profils von Harbach, gelang es mir, während des Druckes tatsächlich anstehenden Bauxit zu finden. Die unregelmäßig schalig angeordneten Stücke waren von Roterde zum Teil noch primär umgeben.

der Tonerde nicht auf der jetzigen Lagerstätte stattgefunden, sonst hätte eine Beziehung der Gelabsätze zum

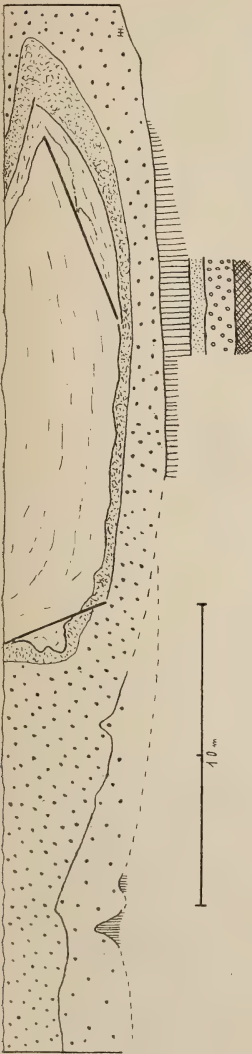


Fig. 1. Längsprofil der Bauxitgrube Ettinghausen. Liegendes mit vier verschiedenen bunterdigen Horizonten und wenig Bauxit. Darüber Roterde mit wenig Bauxit (links, weit punktiert) und höher viel Bauxit (eng punktiert). Umgelagerte Roterde, wenig mächtig (fein gestrichelt). Löß muldenförmig eingelagert und seitlich überrutscht (weit gestrichelt).

Nebengestein sich irgendwie herausstellen müssen. Alle Versuche in dieser Hinsicht Material aufzufinden, sind aber ergebnislos verlaufen. Wir kommen damit zu folgendem Schluß:

3. Die Bauxite des Vogelberges liegen in sekundärer Lagerung. Sie stellen nur Abtragungsprodukte einer primären Verwitterungsrinde vor. Der Transport von dem Ursprungsort mag z. T. nur ein ganz geringer gewesen sein; wie uns die wirren Lagerungsverhältnisse zeigen, ist er wohl durch Bodenfluß veranlaßt. Andere sind weiter verlagert und zeigen infolgedessen schließlich das Auftreten von Geröllen.

Bei den genannten Geröllen dürfen wir freilich nicht verlangen, daß die Bauxite die gewöhnliche Form der Flußgerölle aufweisen. Das Material ist außerordentlich zähe und selbst bei ganz einwandfreien Vorkommen, wie solchen in Diluvialschottern, treten nur unregelmäßige Rundungen auf.

Die Bauxite kommen in charakteristischer Weise immer in flachen Mulden vor und sind angelehnt an basaltische Höhen, die in der Nähe oder einiger Ent-

fernung auftreten. In diese Mulden sind sie wesentlich durch Gekriech (Bodenfluß) heruntergelangt. Die Höhen, die in der Nachbarschaft auftraten, sind danach nur als gering anzusehen. Wenn der Bodenfluß sich aber so bemerkbar macht, dann konnte die Verwitterungsdecke durch Vegetation nicht besonders geschützt sein. Versuchen wir Umschau zu halten, wo in der Jetztzeit ähnliche Verhältnisse zu beobachten sind, so kommen wir auf offene Tropenlandschaften, von denen Gekriech und umgelagerte Laterite oft genug beschrieben worden sind. Daß die Bauxitablage-

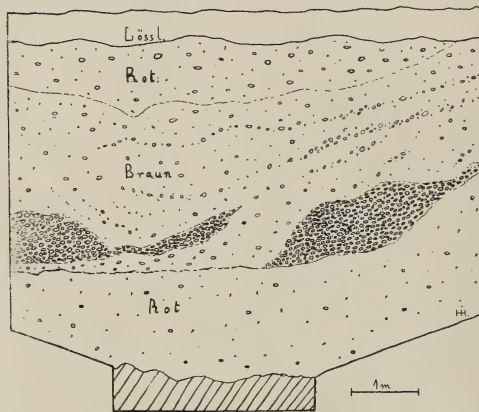


Fig. 2. Unregelmäßige Zusammenschwemmung von Bauxit in verschiedenen bunten Erden. Garbenteich.

rungen aber durchaus tropischen Lateriten in Auftreten und Chemismus entsprechen, ist längst bekannt und konnte auf den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft im August 1921 vor allen Dingen von Herrn C. SCHMIDT-Basel und Herrn BROUWER-Delft noch besonders festgestellt werden. So ergibt sich also:

4. Der Bauxit ist auf flachen Höhen einer offenen Tropenlandschaft entstanden und wohl hauptsächlich unter der Einwirkung von Bodenfluß in Geländemulden hineingelangt.

Es handelt sich nun für uns darum die primäre Lagerstätte klarzulegen. Auf dieser muß vorgekommen sein:

Zunächst die häufige Roterde (über die eine ausführliche chemische Untersuchung noch im Gange ist). Bei ihr ist jedenfalls freie Tonerde durchaus vorhanden, da das Molekularverhältnis Tonerde:Kieselsäure ungefähr 1:1,4 ist. Weiter müssen wir den bauxitisierten Basalt anstehend finden. Aber noch etwas anderes muß in der Landschaft angestanden haben. Ich betonte oben, daß die Bauxite außer in Roterde vielfach auch in gelbe, graue und bunte Erden eingelagert sind, die sich häufig in die rote hinein erstrecken, oder auch diese ganz ablösen. Analytisch ergibt sich von diesen verschiedenen farbigen Erden, daß hier freie Tonerde kaum oder nur sehr gering vorhanden sein kann. Das Molekularverhältnis von Tonerde und Kieselsäure überschreitet den Wert 1:2 meist um ein Geringes. Auf der ursprünglichen Landoberfläche muß also neben der Bauxitisierung noch eine andere Verwitterung aufgetreten sein.

Diese etwas anders geartete Verwitterungsrinde ist tatsächlich noch vorhanden. Im Liegenden der Bauxitlagerstätten und im Zusammenhang mit dem Basalteisenstein des Vogelsberges findet sich eine graue und bunte Zersetzung des Basaltes, die regelmäßig das Tonerde-Kieselsäure-Verhältnis 1:2 etwas überschreitet.

Die bauxitische Verwitterung kann also keine gleichmäßige Decke dargestellt haben. Trotzdem aber ist ein Zusammenhang der Bauxitbildung mit dieser „Kaolinisierung“ des Basaltes wohl als sicher anzunehmen (ich spreche von „Kaolinisierung“ wegen des Kieselsäure-Tonerdeverhältnisses, das diesem Material entspricht. Die hohe Salzsäurelöslichkeit zeigt, daß es sich nicht um Kaolin im üblichen Sinne handelt. Genauere Arbeiten über die geologischen Beziehungen sind ebenfalls noch im Gange). Denn schon früher war bekannt, daß der Bauxit nie in anstehenden zusammenhängenden Massen, sondern nur in Stücken auftrat, und daß nie ein frischer basaltischer Kern vorhanden war. Daraus möchte ich schließen, daß der Bauxit nicht unmittelbar aus frischem Basalt entstanden ist, und daß dann weiter als Ursprungsgestein der im Liegenden der sekundären Lagerstätte oder in der Nachbarschaft auftretende grau zersetzte Basalt in Frage kommt. Wir können das Ergebnis kurz zusammenfassen:

5. Der Bauxit des Vogelsberges ist nicht unmittelbar aus frischem Basalt entstanden, sondern vorher erfolgte eine Zersetzung der Basalte, die unter Abfuhr der Alkalien und etwas Kieselsäure ein Kieselsäure-Tonerde-Verhältniss schuf, das einer „Kaolinisierung“ entspricht. Die Arbeiten von LACROIX über rezente Laterite und die amerikanischen Veröffentlichungen über den in Arkansas aus Syenit in ganz gleicher Weise entstandenen Bauxit sind parallele Erscheinungen.

Damit soll nicht etwa gemeint sein, daß die „Kaolinisierung“ und die Bauxitisierung scharf getrennte Vorgänge darstellen, sie mögen kurz hintereinander gefolgt sein, sind aber Stadien desselben Verwitterungsvorganges und die Abfuhr der Kieselsäure erfolgte offenbar nicht in stetem Gleichmaß, sondern in molekularen Quanten. Untersuchungen von FLÖRKE über verschiedene Bolusmineralien aus Vogelsbergbasalten zeigten, daß bei diesen Gelen nicht beliebige und schwankende Zusammensetzungen auftreten, sondern bestimmte gesetzmäßige Bindungen, die auf gleiche Vorgänge hindeuten. Bei der Abfuhr der Kieselsäure und Tonerde wurden offenbar nicht Einzelmoleküle, sondern Molekülgruppen im bestimmten Verhältniss herausgeholt.

Im Vogelsberg findet sich noch eine ganz andersartige Verwitterung der Basalte, nämlich die Basalteisensteinbildung. Nach Klüften zu wurde hier in dem zersetzten Basalt Brauneisen konzentriert und wanderte später noch weiter. Der zumeist grau zersetzte Basalt entspricht bezeichnenderweise durchaus der oben angegebenen „Kaolinisierung“, so daß dieselbe Basaltverwitterung sowohl der Bauxitisierung als auch der Basalteisensteinbildung zugrunde liegt. Ein großer Unterschied ist aber vorhanden: bei der Bauxitisierung sind die ursprünglichen Erzanteile der Basalte — Magnet- oder Titaneisenerz — fast vollständig erhalten geblieben. Manche Bauxite täuschen nur dadurch Basaltstruktur vor, daß das Erz in seiner ursprünglichen Lage erhalten geblieben ist. Ganz anders aber ist es bei der Basalteisensteinbildung. Hier sind die Erze zerstört und nach einer Wanderung, wie erwähnt, an Klüften abgesetzt. So ist bei beiden Verwitterungsprozessen zwar die Grundlage

dieselbe, danach aber handelt es sich um ganz verschiedene Erscheinungen.

Das wesentlichste bei der Basalteisensteinbildung ist die Abfuhr des Eisens, und wenn wir uns fragen, wodurch sie ermöglicht wurde, so denken wir zunächst an Humuseinwirkung. In einer offenen Tropenlandschaft, wie wir sie für den Bauxit oben erschlossen, sind Humuswirkungen durchaus möglich. Zwar nicht auf den flachen Höhen, die durch die weitgehende Silikataufspaltung gekennzeichnet sind, sondern in Tälern. In den Tälern können sich Galleriewälder und Sümpfe anlegen, in deren Untergrund Humuseinwirkung möglich ist. Tatsächlich läßt sich nun wahrscheinlich machen, daß die Basalteisensteine in Tälern entstanden sind. Schon seit geraumer Zeit fiel die langgestreckte Form der Basalteisensteinlagerstätten auf. Auf dem Blatt Hungen der geologischen Spezialkarte von Hessen ist diese schmale Form in dem Lagerzug der Grube Abendstern, südöstlich Hungen, deutlich gekennzeichnet. Er geht aber noch weit über das auf der Karte dargestellte Gebiet hinaus und erstreckt sich auf eine Länge über 8,5 km, bei einer Breite von rund 0,5 km. Ähnlich ist es bei vielen anderen Lagerstätten. Bei dem genannten Zug liegt sogar in der südwestlichen Verlängerung deutlich ein alter Tal-
ausgang vor uns, der von SCHOTTLER in den Erläuterungen zu Blatt Hungen besprochen wurde. Im Grunde von Tälern entstanden diese Basalteisensteinlagerstätten. Es ist sehr bezeichnend, wie Bauxit im Hangenden vom Basalteisenstein wohl vorkommt, aber immer nur stark umgelagert. Keine der Lagerstätten, die den Eindruck nur geringen Bodenflusses macht, findet sich auf Basalteisensteinen.

Die angenommene Entstehung der Basalteisensteine in Tälern ist zunächst nur unter dem Gesichtspunkt der Fortführung des Eisens besprochen worden. Die Ausfällung bedarf noch einer besonderen Erklärung. Dies ergibt sich ohne weiteres dadurch, daß wir in einer derartigen Tropenlandschaft ein Wechselklima besitzen, Regenzeiten und Trockenzeiten wechseln ab, so daß Sumpfstellen periodisch vollständig trocken gelegt werden können. In den Trockenzeiten muß dann eine Ausfällung des Eisens eingetreten sein. Der Grundwasserstand wird sich in diesen Zeiten erniedrigt haben und eine starke Eisenabscheidung wird sich an der Oberfläche des Spiegels bemerkbar gemacht

haben. Wenn wir beobachten, wie die Eisenerze nur zum Teil an die Klüfte des Basaltes sich knüpfen und weit gespannte horizontale Bänder bilden, so ist ein Zusammenhang mit Grundwasser sehr naheliegend. Wir fassen das Ergebnis zusammen:

6. Die Täler der pliocänen Vogelsberglandschaft sind ausgezeichnet durch eine tiefgründige Humuszersetzung in Regenzeiten und Brauneisensteinbildung in Trockenzeiten unter Galleriewald oder Sumpf.

Den Bauxitbergleuten war schon längst bekannt, daß die Lagerstätten im allgemeinen nur in bestimmten Höhen, nicht unter 200—180 m vorkommen. Betrachten wir nun die Landschaft des westlichen Vogelsberges, in dem die Bauxitlagerstätten hauptsächlich vorkommen, so ergibt sich, daß hier außerordentlich gleichmäßige Höhen vorhanden sind, über die heraus sich erst der Hohe Vogelsberg erhebt. Schon früher habe ich darauf hingewiesen, daß es sich um eine nachbasaltische und vordiluviale, also pliocäne Einebnung handelt, die sich beiläufig auch über den Ostrand der Rheinischen Masse und an dem Knüllgebirge vorbei verfolgen läßt. Die gleichmäßige Höhenlage der Bauxite gibt uns die geologische Deutung der Einebnung vollständig klar:

7. Die Bauxitlagerstätten des Vogelsberges liegen hauptsächlich in einer pliocänen Einebnung des westlichen Vogelsberges und sind die dazugehörige, wenn auch schwach umgelagerte Verwitterungsrinde.

Im vorhergehenden haben wir uns mit der Lagerung und Entstehung der Bauxitlagerstätten im Anschluß an die ursprüngliche Entstehung beschäftigt. Es ergibt sich aber, daß die Lagerstätten in der folgenden Zeit weiteren Beeinflussungen ausgesetzt gewesen sind. Noch in der Pliocänzeit wurden sie stark verschwemmt und in tiefere Täler hineingeführt. So findet sich bei Giessen eine nicht weniger als 25 m mächtige Bauxitablagerung, deren Oberkante ungefähr in der Hauptterrasse, deren Unterkante aber noch etwas unter das Alluvium herunterreicht, so daß sich hier vordiluviale mächtige Talauffüllungen ergeben. Wir erhalten damit eine Parallele zu

dem östlichen Vogelsberg, wo große Talaufschüttungen in diesem Zeitalter schon lange bekannt sind.

Im Diluvium ist der Verlagerungsprozeß aber weiter gegangen und die Bauxitlagerstätten wurden aufs neue umgearbeitet. Man beobachtet im Hangenden der Lagerstätten manchmal vollständig ausgewaschene Partien mit Anreicherung von Bauxit und findet ihn vor allen Dingen, wie oben erwähnt, in Diluvialschottern:

8. In der Pliocän- und Diluvialzeit fanden fluviatile Verschwemmungen der Bauxite statt.

Im Diluvium haben die Bauxite aber noch ganz anders geartete Umlagerungen mitgemacht. Die Diluvialzeit ist durch Bodenflußerscheinungen ausgezeichnet.

Bei den Blockfeldern des Vogelsbergs (sie sind jetzt wesentlich nur noch im Osten vorhanden und im Westen durch die vorschreitende Kultur zerstört) konnte ich vor einiger Zeit wahrscheinlich machen, daß sie durch Bodenfluß unter Mitwirkung von Bodeneis entstanden sind. Für die Bauxitlagerstätten zeigt sich etwas ganz ähnliches. Sie tragen vielfach eine Lössüberdeckung, und dieser Löss (der natürlich im gleichen Zustand auch Basalten unmittelbar aufliegt, also nicht mit den Bauxitlagerstätten verknüpft ist) ist vollständig entkalkt und zeigt Vergrauungen, die nach den Hohen Vogelsbergen zu Ausbleichungen führen können. Schon vor mehreren Jahren konnte ich dies feststellen. Inzwischen hat W. SCHOTTLER, dem ich meine damaligen Beobachtungen schon mitgeteilt hatte, von Blattungen ähnliches bekannt machen können.

Dieser Löss, wie ich mich kurzerhand ausdrücken werde, findet sich einerseits im Hangenden der Lagerstätten, vielfach sehen wir aber, wie er sich auf das intensivste mit den Bauxitlagerstätten vermengt. Er dringt unregelmäßig ein, und manchmal liegen Lößpartien vollständig isoliert in Roterde. Form und Umriß zeigen deutlich, daß es sich hier um Gekriech gehandelt hat. Fig. 3 zeigt in Roterde Lößpartien, die durch Gekriech gänzlich eingewickelt werden. Fig. 4 zeigt Roterde, die ihrerseits in Löss hineingekrochen ist, ein Bild von Bodenfluß, wie man es nicht oft aufgeschlossen findet. Es handelt sich hier um die Vermengung von mehreren Gesteinen, wie sie mir vor allen Dingen in Flandern außerordentlich häufig entgegentrat. Bei Handbohrungen ergab sich wiederholt eine große Schwierigkeit

in der praktischen Deutung, da Diluvium unter Tertiär zu liegen schien. Erst als regelmäßige Aufgrabungen gemacht wurden, konnte ich feststellen, daß hier Bodenfluß als regel-

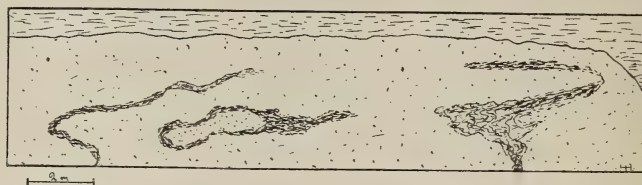


Fig. 3. Lößlehm (gestrichelt) durch Bodenfluß in bauxitführende Roterde (punktiert) eingewickelt. Überlagerung durch Jüngeren Löß. Göbelnrod.

mäßige Erscheinung zu beobachten ist, und daß Diluvium von tertiären Sanden vollständig eingewickelt sein kann, so daß es überhaupt nicht zutage tritt (vgl. Fig. 5).



Fig. 4. Roterde (punktiert) durch Bodenfluß mit Lößlehm vermengt. Reinhardshain.

9. Diluvialer Bodenfluß bildete die Lagerstätten weitgehend um.

Gelegentlich konnte schon hierbei erkannt werden, daß es sich offenbar um mehrfache Lößablagerungen handelt (vgl. Fig. 7 und 8). An einer anderen Erscheinung wurde dies noch deutlicher. Vielfach setzt der Löß gangförmig in die Tiefe, eine Erscheinung, die auch auf den Basalt-eisensteinlagerstätten bekannt ist. Manchmal handelt es sich um Gänge, die auf viele Meter zu verfolgen sind und dem Eisensteinbergbau durch vorzeitige Ablösung große Schwierigkeiten machen können. Nach unten gehen diese bis auf 7—8 m Teufe zu verfolgenden Gänge ganz spitz aus, indem

sie sich vielfach vollständig auffällig zerfasern und kleine Nebengänge bilden (vgl. Fig. 6). Fig. 7 zeigt links mehrere solcher Gänge, die die sekundär geschichtete Bauxitlagerstätte senkrecht durchstoßen. Daß es keine primäre Schichtung ist, erkennt man daran, daß auf der rechten Seite



Fig. 5. Diluvialer flandrischer Sand (punktiert) mit verlehmtm Eocän — Panisel-Schichten — (gestrichelt) durch Bodenfluß verknetet 1,5 m mächtig. Südlich Brügge.

des Bildes die Schichtung in Lößlehm übergeht, bzw. ganz durch diesen angedeutet ist. Zwei verschiedenaltige Lößablagerungen sind also auch hier vorhanden.

Die Ausbildung der Lößgänge, insbesondere die Zerfaserung, konnte nicht anders erklärt werden, als daß es

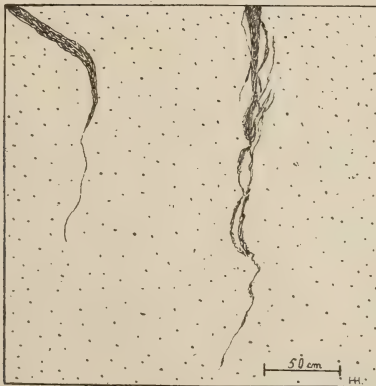


Fig. 6. Unteres Ende von Lößgängen in bauxitführender Roterde. Göbelnrod.

sich um ein gewaltsames Auseinanderdrängen des Nebengesteins handelt. Daß dies wirklich der Fall war, ergibt sich aus einem Aufschluß der Grube Göbelnrod (vgl. Fig. 8) Hier beobachtete man, daß in der Roterde (Nr. 1) Löß

(Nr. 2) durch Gekriech eingeschlossen war, der sich später in unreinen Massen (Nr. 3) darüber lagerte, bis dann eine weitere Lößablagerung (Nr. 4) erfolgte, die gangförmig in die Tiefe setzte. Sehr auffällig war es nun, wie diese Gangspalte die zweite Schicht deutlich nach der einen Seite hin gedrängt hatte. Die Deutung dieser auffälligen Erscheinung machte zunächst sehr große Schwierigkeiten, Daß sie nicht tektonischer Natur sein konnte, war klar, da irgendwelche Bewegungserscheinungen nicht nachweisbar sind. In früherer Zeit hat man allerdings tatsächlich einmal die langgestreckte Form der Basalteisensteinlagerstätten tektonisch erklären wollen und die geschilderten Lößgänge als Beweismittel für Verwerfungen herangezogen. Man könnte weiter an Trockenrisse denken, doch scheint die Form und die große Tiefe (?) dagegen zu sprechen. Am wahrscheinlichsten ist es mir, daß es sich hier um ursprünglich eiserfüllte Frostspalten handelt, wie sie von LEFFINGWELL



Fig. 7. Lößlehm (schwarz), bauxitführender Roterde als Älterer Löß eingeschichtet (bei 10—13 m) und als Jüngerer in Gängen (bei 1—3 m) hindurchsetzend. Göbelsrod.

(U. St. Geol. Surv. Prof.-Papers 109, 1919, Abbildungen S. 204 bis 211) aus Alaska beschrieben worden sind. Beim Abschmelzen des Eises sind die Gangspalten durch Bodenfluß von oben her schnell zugesetzt worden. Eine ähnliche Erscheinung ist aus der deutschen Literatur offenbar noch nicht bekannt geworden. So erhalten wir als weiteres Ergebnis:

10. Diluviale Frostspalten, lößlehmgefüllt, durchsetzen die Lagerstätten.

Auch in der folgenden Zeit sind die Bauxitlagerstätten von weiteren Einflüssen noch immer nicht frei gewesen. Sie verwittern oberflächlich. Dies macht sich geltend in einer starken Entfärbung und in einer Ausspülung sandiger Teile. Der geringe Quarzsandgehalt der roten und bunten Erden findet sich konzentriert, so daß ein sandiges Gebilde entsteht. Diese Erscheinung muß sich noch im Ausgang der Diluvialzeit abgespielt haben, denn die diluvialen Bimssteinsande konnten mehrfach über dieser Verwitterungs-

rinde beobachtet werden. Man möchte noch immer an den Einfluß der Kälte denken, da die starke mechanische Abfuhr feinmechanischer Bestandteile nur unter Einfluß elektrolytarmen Wassers, also bei kälterem Klima, denkbar ist. In einem Fall — bei Wermertshausen — konnte auch eine starke Bleichung beobachtet werden, die unregelmäßig von der Oberfläche heruntergriff. Ein feinsandiges Material war entstanden, das durchaus als Molkenboden zu bezeichnen ist. Auch hier war das diluviale Alter klar durch die ungestörte Überlagerung mit Bimssteinsand. Wie weit dieser Molkenboden durch eingespülten Löß

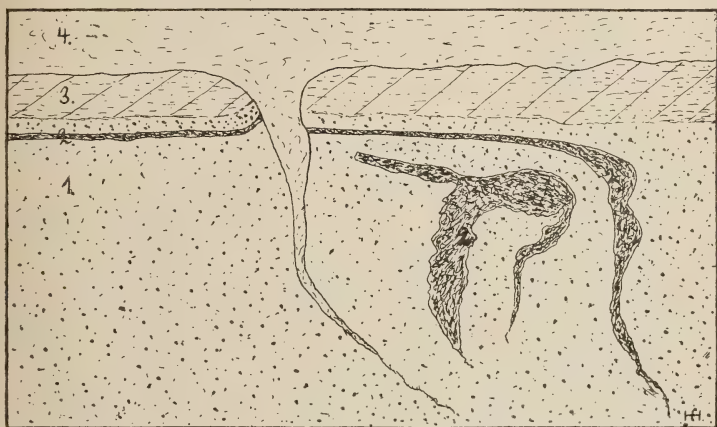


Fig. 8. Älterer (Nr. 2) und Jüngerer (Nr. 4) Löß in und über bauxitführender Roterde. Göbelnrod.

schon verunreinigt war, wird eine ausführliche Untersuchung der Molkenböden des Vogelsberges zeigen. Die Lössе des Hohen Vogelsberges sind, wie ich schon erwähnte, öfters in rein weiße Sande umgewandelt, die zunächst den Gedanken an Pliocän nahelegen. Eine Verfolgung von Profilen ergab aber einwandfrei den Zusammenhang mit Lößlehm. Molkenböden dieser Art treten gern auf feindispersen Gesteinen auf, so bilden sie sich auf bestimmten Buntsandsteinschichten, wie an der unteren Weser, Gegend von Fulda, Schwarzwald, auf Oberem Buntsandstein des Odenwaldes (hier tatsächlich für Pliocän gehalten, wenn auch von dem kartierenden Geologen die richtige Erklärung durchgeföhlt wurde), und schließlich auf Löß, wie ihn BLANCKENHORN aus

dem Knüllgebirge beschrieb. Auf grobdispersem Untergrund entsteht Ortstein.

Die bisherigen Ergebnisse meiner Bauxituntersuchungen, die erst nach einer Weiterführung vor allem von chemischen Untersuchungen eine ausführliche Darstellung erfahren werden, zeigen also eine Fülle von geologischen Problemen, die in letzter Linie sämtlich auf den Zusammenhang von Klima und Verwitterung zurückzuführen sind.

In der Diskussion spricht Herr SALOMON und der Vortragende.

Herr GERTH spricht über

Gebirgsbildung und Vulkanismus in der argentinischen Kordillere.

Die Kordillieren Südamerikas sind kein einheitliches Gebirge; Elemente verschiedener Struktur und verschiedener Geschichte sind in ihnen durch die jungen, gebirgsbildenden Vorgänge zusammengeschweißt. In den Breiten Mittelargentiniens umfaßt die eigentliche Hauptkordillere den jung aufgefalteten mesozoischen Sedimentationsraum. Ihr sind im Osten die Vorkordilleren vorgelagert, die nach Norden in die Ostkordillere übergehen. Sie sind die Reste palaeozoischer Gebirge, die durch die jungen Bewegungen dem andinen System angegliedert wurden. Ebenso ist die chilenische Küstenkordillere im Westen ein fremdes, vorwiegend aus alten Gesteinen bestehendes Element, dessen Geschichte im einzelnen noch nicht restlos geklärt ist.

In den argentinischen Kordilleren leitet eine gewaltige effusive vulkanische Tätigkeit zu Beginn des Mesozoikums die Herausbildung des marinen Sedimentationsraumes ein. In dieser effusiven Tätigkeit können wir die Äußerungen von Magmabewegungen der Tiefe sehen, die zur Krustenverlagerung führen. Während im Osten das in den Senkungsraum eingedrungene Meer über die effusiven Bildungen und die in ihnen steckenden Granitnachschiebe transgrediert, dauert im Westen, im Gebiet weiterer Absenkung, die vulkanische Tätigkeit in Gestalt submariner Bildungen ununterbrochen an. So zeigen alle Schichten des Sedimentationsraumes einen dreifachen Fazieswechsel. Auf küstennahe Ablagerungen im Osten folgen solche des tieferen Wassers und im Westen schließlich vulkanische Bildungen. Die Littoralfauna des Lias und Dogger schließt sich eng an die

mitteleuropäische an, während in den cephalopodenreichen Ablagerungen des tieferen Wassers vielfach die indisch-pazifischen Formen vorherrschen; eine der Südhalbkugel eigene Fauna stellt sich erst im Neocom in der Litoralfazies ein. Am Ende des Mesozoikums beginnt die Auffaltung des seitherigen Sedimentationsraumes. Sie erfolgt in zwei Bewegungsperioden. In der ersten wird ein verhältnismäßig einfacher Faltenwurf erzeugt. Magmaintrusion und Gangbildung gehen mit der Faltung Hand in Hand. In einer zweiten Bewegungsperiode wird der Zusammenschub in einzelnen stärker gefalteten Zonen akzentuiert. An streichenden Störungen wird das Grundgebirge herausgehoben und im Osten in Gestalt von Antiklinalen weiter Spannung angegliedert. Diese zweite Bewegung, die gewissermaßen schon den Übergang darstellt zu den jüngeren epirogenetischen Vorgängen, die den Gebirgsblock als ganzes herausheben, wird von einer ausgedehnten effusiven vulkanischen Tätigkeit gefolgt. Sie zerfällt in zwei Gruppen: eine ältere, die ihren Höhepunkt im jüngeren Tertiär erreicht, und eine jüngere, die mit dem Diluvium beginnt und heute noch nicht vollkommen erloschen ist. Wir sehen also auch in den Kordilleren Intrusionen in engem Zusammenhang mit orogenetischen Vorgängen stehen, Effusionen aber hauptsächlich als Folgeerscheinungen epirogenetischer Bewegungen auftreten. Beide können wir aber nur als sekundäre Äußerungen der Magmeübewegungen in der Tiefe auffassen, die als Ursache für die Krustenbewegungen in Frage kommen. Diesen sekundären Erscheinungen kommt bei den Bewegungen in der Kruste selbst aber nur eine passive und keine aktive Rolle zu.

Herr STEUER macht eine geschäftliche Mitteilung.

Der Vorsitzende schließt um 1 Uhr die Sitzung nach der Anregung an die Versammlung, sich gegen die Veröffentlichung Unberufener über geologische Dinge zu wenden und der Mahnung, die Fachgenossen möchten ihrerseits den Hunger nach geologischer Literatur durch eigene Schriften befriedigen.

V. W. O.

W. DEECKE. STIELER. KLÄHN. RAMDOHR.

Protokoll der Sitzung am 13. August 1921.

Vorsitzender: Herr STEUER.

Der Vorsitzende, Herr STEUER, eröffnet die Sitzung. Die Protokolle der geschäftlichen und wissenschaftlichen Sitzung des vorhergehenden Tages werden verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende bittet um möglichste Beschränkung der Vortragszeit.

Herr RANGE spricht über

Die Geologie der Küstenebene Palästinas.

(Mit 2 Textprofilen und 1 Übersichtsskizze.)

In den Jahren 1917/18 hielt ich mich an der deutsch-türkischen Front in Palästina auf und konnte dabei besonders die Küstenebene auf ausgedehnten Bereisungen eingehend kennen lernen.

Die große südliche Küstenebene Palästinas erstreckt sich von Karmel bis an das Sanddünengebiet der nördlichen Isthmuswüste. Der hebräische Name ist Pileschet, d. h. die große Niederung. Im südlichen Teil wird sie Philistää, im nördlichen Ebene Saron genannt. Die Grenze zwischen den beiden ist wie bei den meisten alten Landschaften nicht scharf. Ich ziehe sie mit dem Audschafluß. Einmal ist er das bedeutendste Gewässer der ganzen Ebene, dann ist auch der Charakter des Landes nördlich davon ein anderer. In Philistää ragen aus der Lehmebene vielfach Rücken marinen Diluviums hervor. Das Gelände gewinnt dadurch einen hügeligen Charakter und ist ebenso wenig Ebene im strengen Sinn des Wortes wie die glaziale Landschaft Norddeutschlands. Die Höhen erreichen schon in 10—15 km Entfernung von der Küste 100—130 m und wechseln rasch. Die Ebene Saron ist weniger reich gegliedert. Ein sandiger Höhenzug marinen Diluviums von 10—15 km Breite begleitet die Küste, an die sich eine 5—10 km breite Lehmebene anschließt. 100 m Höhe werden nirgendwo erreicht. Steil entstreben dieser Ebene im Osten die Kalkberge Samarias. Ein weiterer Unterschied gegen die südliche Landschaft besteht im häufigen Auftreten von Sümpfen, teils bedingt durch die größeren Jahresmengen der Niederschläge, teils durch das Auftreten undurchlässiger Schichten nahe



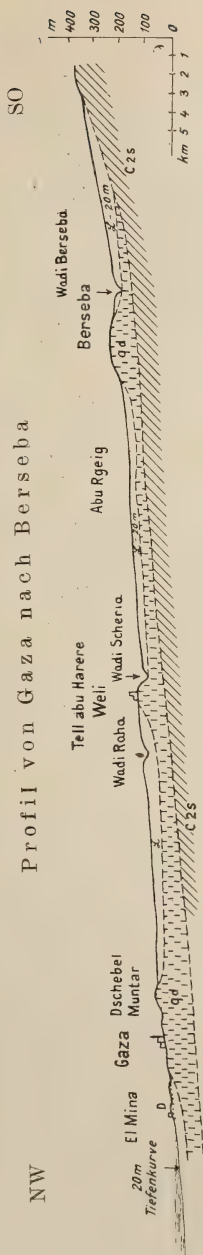
der Oberfläche. Der Grundwasserspiegel liegt daher oft der Oberfläche nahe und gelangt in den Senken zum Schnitt mit ihr. Die Nordgrenze der Ebene Saron bildet der Krokodilfluß. Hier tritt der Karmel in einen 200 m hohen Abbruch fast an das Meer und läßt nur noch ein wenige Kilometer breites Vorland frei, das mit dem Ras el Kerum bei Haifa endet.

Der Untergrund der ganzen Küstenebene wird von senoner Kreide gebildet, die älteren turonen Kalke stehen nur im östlichen Bergland an und bilden niemals das unmittelbare Liegende der Deckschichten. Das Senon ist ausschließlich als weiße Schreibkreide entwickelt, die, nur wenig festes Gefüge besitzend, ein leicht zerreibliches pulveriges Gestein bildet, aber doch so konsistent ist, daß die Verwitterung ihr nicht allzuviel anzuhaben vermag. In großer Zahl sind den horizontal gelagerten Schreibkreideschichten konkordant Feuersteinbänke eingelagert. Oft bestehen dieselben nur aus einer Schicht loser Knollen, die genau horizontbeständig weithin verfolgbar sind, oft aber auch sind es bis zu 1 m mächtige Bänke. In den Wadis um Berseba sind diese Kreidehorizonte vorzüglich aufgeschlossen und zeigen in 30—40 m hohem Steilabbruch bis zu 20fache Wechsellagerung rein weißer Schreibkreide mit Feuersteinbänken. Fossilien sind in diesen Schichten im allgemeinen selten und wurden bei den immerhin flüchtigen Untersuchungen nur vereinzelt aufgefunden. Die gesammelten Belegstücke sind wieder verloren gegangen. Wir sind daher auf die Aufzeichnungen BLANCKENHORNS und anderer Autoren angewiesen.

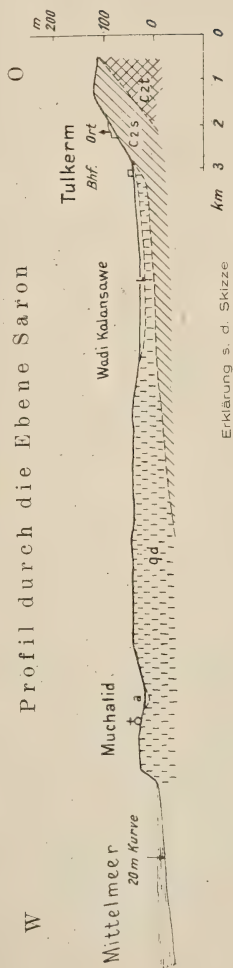
Die BLANCKENHORNSche Übersichtskarte¹⁾ gibt in dem Gebiet östlich Gaza bei Schihane und Er Raha Eocän an. Ich habe dasselbe nicht anstehend beobachten können. Erst am äußersten Südrand der Ebene bei Chalassa tritt wieder eocäner Nummulitenkalk auf, der dann noch weiter im Südosten große Verbreitung erlangt.

Über der Kreide liegt, durch Bohrungen überall nachgewiesen, marines Diluvium. Welcher Altersstufe dasselbe angehört, ist noch nicht festgestellt. Auf seiner geologischen Karte läßt BLANCKENHORN die Frage offen, ob diese Schichten dem Diluvium oder Oberpliocän angehören. Jedenfalls gehören die Horizonte zu verschiedenen Stufen des Diluviums. Die küstennahen, wenig verfestigten Kalkbreccien

¹⁾ Zeitschrift des Deutschen Palästinavereins, 1912.



Erklärung s. d. Skizze.



Erklärung s. d. Skizze

bei Jaffa sind fraglos jünger als die bis 300 m über das Meer ansteigenden Kalksandsteine bei Berseba²⁾. Im allgemeinen sind diese Horizonte fossilarm. Ich habe nur an wenigen Stellen geröllreiche Schichten gefunden, die als Strandbildungen aufzufassen sind und Reste von *Pecten*, *Cardium* und *Turritella* bergen, so am Knie des Wadi el Hasi bei Tell el Hasi. Auch diese Aufsammlungen sind wieder verloren gegangen, so daß eine genaue Horizontbestimmung nicht möglich ist. Häufigstes Fossil ist *Cardium*. BLANCKENHORN führt bei Chalassa junge Kalke an mit *Lithothamnium* und sah am Wadi Scheria bei Tell abu Harere kalkige Sandsteine mit *Pectunculus* sp., *Donax* sp., *Cardium* sp., *Cerithium* sp.

HULL³⁾ beobachtete an der gleichen Örtlichkeit gelben Sandstein mit *Pecten*, *Ostraea*, *Dentalium*, *Turritella*, Echiniden, „wie sie heute noch im Mittelmeer leben“. Diese gehobenen Seeböden wurden überall am Weg bei Jaffa beobachtet; am häufigsten waren *Pectunculus violaceus*, *Purpura hemistoma*, *Murex brandaris*, *Columbella rustica*. Warum er die Schichten dann aber auf seiner geologischen Karte in das Eocän stellt, ist mir ebenso unverständlich wie BLANCKENHORN.

An der Küste sind die marinen Horizonte mehrfach in 10—20 m hohem Steilabbruch einzusehen. Es zeigt sich hier, daß der größte Teil der Schichten aus einem mürben Kalksandstein besteht, welcher häufig Kreuzschichtung aufweist und fraglos als küstennahes Gebilde zu deuten ist. Härtere Kalkschichten sind bisweilen eingelagert.

Im Binnenlande sind nur an einigen Punkten tiefe Einschnitte in diesen Horizonten vorhanden, so an dem schon genannten Wadi el Hasi. Hier stehen gelbe scharfe Sande, welche vorwiegend Kalkgerölle enthalten und harte Kalksandsteinbänke in über 20 m Mächtigkeit an. Nördlich Berseba sind gleichfalls manche Wadis steil in die hier nicht so mächtigen marinen Schichten eingeschnitten. In dieser Gegend liegt zumeist über der Kreide ein wenige Meter mächtiger Geröllhorizont, den ich als Transgressionsgebilde auffasse. In der Ebene Saron ist der Bau dieser Schichten

²⁾ Die gleiche Ansicht vertritt BLANCKENHORN in dieser Zeitschrift, 1910, S. 433. In Ägypten wird das marine Quartär der Mittelmeerküste in drei Abteilungen gegliedert. BLANCKENHORN. Ägypten, Handbuch d. regionalen Geologie, 1921, S. 150.

³⁾ HULL. Mount Seir, Sinai and Western-Palestine. London 1885.

besonders am Steilabbruch des Ufers bei Muchalid gut zu beobachten. Mürber Kalksandstein, oft Kreuzschichtung aufweisend, ist bis zu 30 m Mächtigkeit entblößt. Lokal finden sich auch härtere Kalkschichten und Konglomerate mit kalkigem Bindemittel, die bisweilen Conchylien, besonders *Cardium* sp., führen. Eine reichere Fauna wurde im Gebiet nicht beobachtet, zu eingehenden Sammlungsstudien fehlte es auch an Zeit. Wo harte Kalkbänke auftreten, sind Steinbrüche angelegt. Die größten alten Steinbrüche, welche wohl das Material der profanen Bauten von Cäsarea geliefert haben, finden wir südlich des Nahr Iskenderun bei Chirbet Madd ed Der und nördlich desselben bei Schech Muhammed.

Über die Mächtigkeit der marinen Schichten gibt die nachstehende Tabelle Aufschluß.

Mächtigkeit des marinen Diluviums.

Wadis, nördlich Berseba	etwa 50 m
Bohrung Wadi Fuelis	73,8 m
„ Muharraga	59 m
„ Kufje	50 m
„ Bet Hanun	33,5 m
„ Der Esnet	18 m
„ Bet Dscherdscha	53 m
„ Burer	60 m
„ Hudsch	54 m
„ Faludsche	44 m

Als maximale Mächtigkeit wird man etwa 100 m annehmen können; denn das in den Bohrungen erschotete Grundwasser wird meist auf der weniger durchlässigen Kreide stehen, die in der Bohrung Fuelis bei 73,8 m unter Tage angefahren wurde. BLANCKENHORN hat für diese Kalksandsteine den recht bezeichnenden Namen Trümmerkalk gewählt. Vielfach treten im Gebiet Durchragungen der marinen Schichten durch die Lehmdecke auf. Wenn härtere Schichten vorhanden sind, werden sie als Bausteine geringwertiger Art in dem sonst ganz steinarmen Land gesucht. Solche Brüche befinden sich besonders bei Jaffa und Gaza. Auch die Häuser der übrigen Orte sind fast ausschließlich aus Trümmerkalk erbaut. Tritt das marine Diluvium auf größere Strecken zutage, so ist es meist bis zu 1 m Tiefe zu einem gelbroten Sand verwittert, dessen grelle Farbe sehr auffallend wirkt. Der oberste Horizont ist bis zu 20

oder 30 cm Tiefe oft hellgrau, also desoxydiert, demnach ein Bleicherdehorizont. Eisenneubildungen finden sich nirgendwo. Wenn die marinen Schichten sehr kalkreich sind, treten Oberflächenkalke auf, dem mexikanischen Kaliche vergleichbar. Sie entstehen durch die adsorbierende Kraft der Verdunstung nach heftigen, kurzen Regengüssen. Solche Oberflächenkalkbildungen werden in Palästina ebenso wie die Oberflächenkalke des Berglandes als Narikalk bezeichnet. Diese Gebiete sind natürlich unfruchtbar. Wo die Kalkdecke nicht allzu mächtig ist, dürfte sich durch Aufreißen mit einem starken Pflug fruchtbares Land schaffen lassen, analog der Durchreibung der Ortsteindecke in Norddeutschland. Man pflanzt auf diesem Boden gern Weinreben, Mandeln und Orangen. Die fruchtbaren Gartenländereien zwischen Jaffa und Ramle stehen vorzugsweise auf verwittertem marinen Diluvium.

Etwa zwei Drittel der Oberfläche des Gebietes sind von Löß und Lehm bedeckt. Den Staubstürmen der Wüste entstammend, ist besonders in der Bucht von Berseba Löß in bedeutender Mächtigkeit abgelagert. An den Wadirändern stehen Wände des hellgelben Gesteins mit senkrechtem Abbruch bis zu 10 m Höhe an. Bohrungen haben Mächtigkeiten bis nahezu 20 m festgestellt. Am Abfall der Lößfläche nördlich Tell Scheria beträgt die Dicke der Lößdecke 30 m. Die äolische Entstehung des Lösses in der Senke von Berseba halte ich für sicher. Lokal ist er späterer fluvialer Umlagerung anheimgefallen.

Nach Norden geht der echte Löß allmählich in einen bräunlichen bis braunschwarz werdenden Lehm über. In diesen Gegenden ist von den zahlreichen Durchragungen marinen Diluviums Material herabgespült, dazu wohl auch echter Löß eingeweht, außerdem von den Bergen Kreidematerial eingeschwemmt. Aus diesen drei Komponenten entstand dann ein tiefgründiger brauner Lehm, ohne Geröllbeimengung, im trockenen Zustand sehr hart werdend und zu senkrechter Zerklüftung neigend. Im feuchten Zustand wird er ein außerordentlich zäher Schlamm, der ein Passieren zur Regenzeit unmöglich macht. Bis an die Achsen sinkt der Wagen ein, auch der einzelne Reiter vermag nicht durchzukommen. Setzen dann Ende April die Regen aus, so trocknet der Lößlehm von oben her langsam ab. Der dabei entstehende Wasserverlust äußert sich in Schwundrissen, die Ende des Sommers den Boden in polygonale Felder zerlegt haben, zwischen denen 10—20 cm breite, bis 2 m tiefe Risse

klaffen, die das Reiten über diese Gebiete sehr unbequem machen. Der Löß zeigt diese Eigenschaft natürlich nicht.

Je weiter man nach N kommt, desto dunkler wird die Farbe des Lehms, wobei die Böden in den Senken am Nahr Sukrer, Nahr Rubin und am Audschafluß oft braunschwarze Färbung annehmen, welche der des Tschernosemboden des südlichen Rußlands in mancher Beziehung ähnelt. Sowohl der Löß als auch der Lehm sind sehr fruchtbar und vor allem leicht zu bearbeitende Böden. Daher setzte in dieser „Brotformation“ bereits frühzeitig Ackerbau ein, der noch heute in gleich primitiver Weise wie vor 4000 Jahren betrieben wird. Mit einem hölzernen einscharigen Pflug wird der Boden 10 bis 15 cm aufgerissen und gibt mühelos seine reichen Erträge dem Fellachen ab.

Da infolge des ariden Klimas starke Adsorption der Bodensalze durch Verdunstung stattfindet, so kommen immer neue Nährsalze aus der Tiefe in die Ackerkrume und jährliche Düngung ist weniger notwendig als im humiden Klima unserer Breiten. Allzu tiefes Pflügen würde diesen günstigen Prozeß wahrscheinlich ungünstig beeinflussen, so daß der altertümlich anmutende Araberpflug für diese Gegenden entschieden seine Vorzüge hat.

Die Mächtigkeit, welche die Löß- und Lehmdecke erreicht, gibt nachstehende Tabelle wieder. Im allgemeinen ist sie etwa ein Fünftel so mächtig als das liegende marine Diluvium.

Mächtigkeiten des Lösses und Lehms.

Örtlichkeit	Gestein	Mächtigkeit in m
Schelale	Löß	10—15
Wadi Gaza bei Tell Adschul	„	3
Bir es Sini	„	10—15
Gedid südwestlich Berseba	„	10
Berseba Bahnhof	„	5
Bohrung Kufje	„	19
„ Fuelis	„	5
„ Muharraga	„	16
„ Wadi Serar	Lehm	6
„ Tine	„	7
„ Sawafir	„	2
„ Faludsche	„	6
„ Burer	„	7
„ Der Esned	„	18

Die Lößbildung begann wohl sofort nach der Hebung, welche die marinen Schichten landfest werden ließ, gleichzeitig mit der Bildung der Dünen. Am Wadi Gaza wurde östlich des Tell Adschul folgendes Profil beobachtet:

3 m Löß

1,5 m Flußkies mit ägyptischer Kulturschicht des zweiten Jahrtausend vor Christi Geburt.

Die Altersbestimmung der Kulturschicht stammt vom Baurat D. SCHUHMACHER, einem der besten Kenner Palästinas. Danach sind die hangenden Lößschichten erst in den letzten 3—4 Jahrtausenden abgelagert. Daß der Löß heute noch umgelagert wird, kann man bei Staubstürmen alljährlich beobachten. Mit dem nördlich sich anschließenden Lößlehm und Lehm ist er gleichaltrig; denn in der Linie Gaza, Hudsch, Wadi Umallaka kann man die Verzahnung beider Deckgebilde wiederholt beobachten.

Flußalluvien sind selten und besitzen nur geringe Ausdehnung. Das Land ist in ziemlich starker Hebung begriffen, daher setzt überall energische Erosion ein. Die Wadis sind mit steilen Rändern oft mehrere Meter tief in die umgebenden Lehm- und Sandflächen eingeschnitten. Alluvialboden gibt es eigentlich nur in den schmalen Betten der Wadis. Meist ist es ein sandiger Boden, nahe den Bergen oft mit Kreidegeröll vermengt. Größere Alluvien kommen nur in der Ebene östlich Jaffa vor, wo das Gefälle der Trockenflüsse geringer ist und durch die länger andauernde Regenzeit weitere Flächen überschwemmt werden. Diese Alluvialflächen sind ein sehr zäher Lehm, durch Humusbeimengung tief schwarz gefärbt. Besonders Durrah wird hier gern gepflanzt.

Vereinzelte finden sich nahe der Küste Pfannen. Das durch einen Riegel von Dünen sand am freien Abfluß nach dem Meere gehinderte Wasser bildet in der Regenzeit flache Teiche, die im Sommer verdunsten. Oftmals kommt es zu Salzausscheidungen in diesen Pfannen. Salzgewinnung findet im Gebiete nur in der Pfanne von Der el Balah statt.

Bis Jaffa hin wird die Küste von einem fast lückenlosen 2—10 km breiten Wanderdünen Gürtel begleitet. Als schmale Zunge schließt er sich an das gewaltige Dünengebiet an, das die nördliche Isthmuswüste erfüllt. Die Entstehung der Dünen aus dem Brandungsbereich des Meeres ist durch die parallele Lage zur Küste ganz besonders klar, der Sand wandert über den Lehm Boden des Innern hinweg. Be-

sonders schön ist das Wandern der Dünen an den Stadtmauern von Askalon zu beobachten, deren südlicher 4 m dicker und 8 m hoher Mauerwall schon fast verschüttet ist. Askalon wurde 1270 endgültig zerstört. Fraglos hat sich die Sandmasse erst nach dieser Zeit den Stadtmauern genähert und sie jetzt fast überschritten.

Mir ist es wahrscheinlich, daß die Dünen zu verschiedenen Zeiten entstanden sind. Ein älteres, schon verlehmtcs Dünensystem wird von einem noch in Bildung befindlichen überlagert. Das ältere System muß in einer früheren Trockenperiode entstanden sein, die klimatisch der Jetztzeit entspricht, während dazwischen in einer feuchteren Periode die ältere Düne verwitterte. Wahrscheinlich wird sich bei eingehendem Studium eine Beziehung dieser Dünensysteme zu den Überresten antiker Kultur finden lassen.

Wo der Dünensand etwas fester liegt und weniger der Verwehung ausgesetzt ist, ist er durchaus nicht unfruchtbar. Feigen und Wein, besonders aber auch Gemüse gedeihen auf dem Sandboden gut. Als Charakterbaum zeigt sich auf den Sandhügeln die Sykomore. Die Höhen der Dünen sind recht beträchtlich, bis zu 50 m kommen mehrfach vor. Die höchsten Punkte sind folgende:

Schech Nakije südlich des Wadi el Hasi 54 m

Schech Schabani südlich des Wadi Gaza 51 m

In den höchsten Dünen steckt aber wahrscheinlich ein Kern marinen Diluviums, dem sie aufgesetzt sind. Im N sind die Dünengebiete an der Küste verhältnismäßig wenig ausgedehnt und die einzelnen Dünen im Höchsthalle etwa 10 m hoch, meist sind sie mit Mittelmeer-Macchia bestanden. Nur vereinzelt zeigen sich hier kahle Flugsanddünen.

An der Erörterung beteiligen sich die Herren DEECKE, BLANCKENHORN und der Vortragende.

Herr CLOOS spricht über „Primäre Druckrichtungen in den variskischen Granitmassiven.“

In der Diskussion sprechen die Herren SAUER, GÜRICH, POMPECKJ, DEECKE, JAECKEL, PETRASCHKE und der Vortragende.

Herr KLEMM macht eine geschäftliche Mitteilung.

Der Gesellschaft wünschen beizutreten:

Stickstoffsyndikat Berlin, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, HOHENSTEIN und KEILHACK;

Herr Dr. L. ERB, Freiburg i. B., vorgeschlagen von den Herren DEECKE, WILSER und ABELS;

Frl. MARGARETE SCHREFFER, vorgeschlagen von den Herren KLÄHN, KESSLER und PETRASCHKE;

Frl. E. TODTMANN in Hamburg, vorgeschlagen von den Herren PRATZI, WILSER und WEPFER.

Die Genannten werden in die Gesellschaft aufgenommen.

Herr SCHOTTLER spricht über „Die Geologie und den Aufbau des Vogelsberges.“

Zur Diskussion spricht Herr SAUER.

Herr POMPECKJ macht eine geschäftliche Mitteilung.

Herr LANG spricht über

Herkunft und Bildung der Erze des mitteldeutschen Kupferschiefers.

Die Verbreitung des erzreichen und daher abbauwürdigen Kupferschiefers in Mitteldeutschland ist von jeher nicht nur eine Frage von großer wirtschaftlicher Bedeutung, sondern auch ein anziehendes Problem für den forschenden Geologen gewesen. Die Spuren eines zum Teil uralten Bergbaues auf Kupfererz in Mitteldeutschland findet man längs dem schmalen Band des Kupferschiefers, das sich am Rande des Harzes und des Thüringer Waldes entlang zieht und weiterhin an den Grenzen der Mansfelder Mulde und den daran anschließenden Gebieten, im Flechtinger Höhenzug, bei Bottendorf, zwischen Gera und Saalfeld und auch westlich des Thüringer Waldes, u. a. im Richelsdorfer Gebirge, zutage tritt. Heute ist der alte Bergbau auf Kupferschiefer überall eingegangen, mit alleiniger Ausnahme des Mansfeld-Eisleber Gebiets, in dem durch die Mansfeldsche Kupferschiefer bauende Gewerkschaft ein im vergangenen Jahrhundert zu höchster Blüte und gewaltiger Ausdehnung gelangter Bergbau auf das im Kupferschiefer enthaltene silberhaltige Kupfererz betrieben wird, der viele Zehntausende von Menschen ernährt.

Der Erzgehalt des mitteldeutschen Kupferschiefers wechselt von Ort zu Ort, zeigt lokale und regionale Verschiedenheiten, aber auch innerhalb der einen Meter Mächtigkeit kaum irgendwo erreichenden Schichten ist die Verteilung des Erzes nicht gleichmäßig. Es besteht also ein Wechsel des Erzgehaltes in vertikaler und

horizontalen Erstreckung. Diese Verschiedenheiten lassen sich aber nur erklären, wenn man die zeitliche und räumliche Herkunft der Erze im einzelnen erörtert.

Daher sind im folgenden zwei Fragen: die zeitliche Herkunft und der zeitliche Absatz und die räumliche Herkunft und der räumliche Absatz der Erze des mitteldeutschen Kupferschiefers zu erörtern, wobei möglichst genaue, quantitative Feststellungen über die im Flöz vorhandenen und verteilten Erzmengen von besonderer Wichtigkeit sind.

I. Zeitliche Herkunft und zeitlicher Absatz der Erze.

Die wichtigste Zeitfrage, die in erster Linie zu entscheiden ist, bildet die Frage, ob die Erze syngenetisch oder epigenetisch entstanden sind, ob sie gleichzeitig mit dem Sediment, in dem sie heute gefunden werden, eingebettet wurden, oder ob sie erst nachträglich eingewandert sind, nachdem das Sediment schon längst gebildet war. Es kommen aber noch Unterfragen hinzu nach etwaigen nachträglichen Änderungen, Umwandlungen der Erze, nachträglicher Neuzuwanderung und Konzentration, nachträglicher Abwanderung der Erze und schließlich der Vertaubung des Gesteins.

Für Syngeneese spricht die ganze räumliche Verteilung des erzhaltigen Kupferschiefers. Er ist über ganz Mitteldeutschland und weit darüber hinaus nach W und N als erzführendes Sediment verbreitet. Wenn der Erzgehalt nicht völlig gleichmäßig über die Fläche verteilt ist, so kann das, um ein Beispiel POMPECKJS anzuführen, ebenso wenig gegen Syngeneese sprechen, wie die ungleichmäßige Verteilung der lothringischen Eisenerze, über deren syngenetische Bildung niemand im Zweifel ist. VON COTTA nannte den Kupferschiefer den „Typus eines sedimentären Erzlagers“.

Bei genauer Betrachtung der Erzvorkommen liegen die Dinge ziemlich verwickelt. Häufig findet man da, wo Spalten und Verwerfungen, die vom Bergmann so genannten Rücken, das Gebirge durchziehen, eine Anhäufung des Erzes und Verteilung desselben über ein größeres Schichtenpaket. Während im normalen Schieferflöz die Mächtigkeit der abbauwürdigen Schichten durchschnittlich etwa 7—13 cm beträgt, und, von unten nach oben, die Schichten der Feinen Lette, der Groben Lette und der Kammschale umfaßt, ergreift sie an den Rücken auch den Schieferkopf, und evtl.

weiter die Schwarzen Berge, den Dachklotz und schließlich die Fäule, die unter dem eigentlichen Zechstein, dem Zechsteinkalk, liegt. Die abbauwürdigen Schichten können dann 50—60 cm und mehr Höhe erreichen. Im Durchschnitt beträgt die Mächtigkeit der Minern, d. h. der zur Verhüttung gelangenden Erze, 22 cm.

Auf Grund der Anreicherung der Erze entlang den Rücken sind POŠEPNY und BEYSCHLAG zu der Überzeugung gelangt, daß die Erze sich nicht gleichzeitig mit dem bituminösen Mergelschiefer des Kupferschiefers gebildet haben, sondern daß kupferhaltige Erzlösungen in einer späteren Zeit auf den Klüften aufgestiegen seien und den Kupferschiefer imprägniert haben, wobei das Bitumen ausfällend gewirkt habe. Sie vertreten also die Epigenese der Erze. Heute allerdings ist BEYSCHLAG zu einer veränderten Auffassung gelangt. Nunmehr nimmt er an, daß wohl auch Schwefelkies und selbst etwas Kupfer schon primär im Kupferschiefer abgesetzt worden sei, und daß nur die größere Menge des Kupfergehaltes erst nachträglich zugewandert sei. Sein heutiger Standpunkt ist also derjenige der Syngenese und akzessorischer Erzeinwanderung. Die Erzlösungen stammen nach BEYSCHLAG vorzugsweise aus den permischen Eruptiven. Der früher bestehende prinzipielle Gegensatz zwischen Syngenese und Epigenese ist dadurch durchbrochen.

Es wird jedoch im folgenden dargelegt werden, daß für die Erze des Kupferschiefers allein Syngenese in Betracht kommt, daß also schon bei der Bildung des Kupferschiefers die ganze Erzmasse in ihm sich abgelagert hat. Eine spätere Zufuhr weiterer Erzlösungen auf Spalten aus unbekannter Tiefe ist nirgends zu beobachten, vielmehr ist das oben geschilderte Mehr an Erz entlang den Rücken durch sekundäre Erzwanderung innerhalb des Kupferschiefers bzw. aus dem unveränderten Kupferschiefer heraus und in deren Rückenbezirke hinein gebildet.

Als Gründe gegen die Epigenese des Kupferschiefers führe ich nur folgende an:

1. Es ist nicht erklärbar, weshalb nur durch den bituminösen Mergelschiefer die Ausfällung der Erze erfolgen soll. Warum sind, wenn die Erze von unten aufgedrungen sind, diese nicht in erster Linie in den bituminösen und kohligen Schichten des Karbons und des Rot-

liegenden ausgefällt worden, obwohl letztere in Mitteldeutschland weit verbreitet sind? Nirgends aber ist derartiges beobachtet.

2. Kein einziger Erzgang läßt sich aus dem Grundgebirge in den Kupferschiefer verfolgen. Erst letzthin hat RUBACH in der Zeitschrift für praktische Geologie den Nachweis erbracht, daß der einzige früher als in den Kupferschiefer hineinreichend angenommene Gang bei Grund im Harz nicht existiert.

3. Auch ist nicht zu verstehen, weshalb aufsteigende Wässer, welche Erze transportieren, sie nur in bituminösem Gestein absetzen sollten. Im süddeutschen Buntsandstein findet man auf Gängen trotz Rotfärbung des Gesteins Kupfererz ausgeschieden, also ohne daß bituminöse Substanz eingewirkt hat.

4. Nimmt man die permischen Quarzporphyre als Erzbringer an, so könnte man das Aufdringen der Erzlösungen als postvulkanischen Vorgang deuten. Dies ist aber nicht möglich, weil die Verwerfungen und Klüfte, die die erzführenden Rücken bilden, frühestens in der späten Jurazeit, wahrscheinlich erst zur Kreide- und Tertiärzeit sich entwickelt haben, also in einer geologischen Periode, in der die postvulkanischen Erscheinungen der Quarzporphyre längst erloschen waren.

5. Im Jahrbuch des „Halleschen Verbandes“ hat von WOLFF jüngst dargelegt, daß in den permischen Quarzporphyren überhaupt kein Kupfer- oder Silbergehalt nachweisbar ist, weshalb auch der Erzgehalt des Kupferschiefers nicht aus diesen Gesteinen stammen kann. Nur in basischeren Gesteinen, z. B. Diabasen und Melaphyren und deren Tuffen, ist ein Kupfergehalt zu erkennen. Offenbar ist das Kupfer in ihnen im wesentlichen an die Augite und Hornblenden gebunden.

Man hat früher einige Nickel-Kobalt-Rücken abgebaut und daher angenommen, daß wenigstens diese Bildungen akzessorischer Natur seien. Da aber jetzt festgestellt ist, daß in der „Speise“, d. h. dem im Kupferschiefer fein verteilten Erz, ein geringer Nickel- und Kobaltgehalt, bei Mansfeld und Eisleben durchschnittlich je etwa 0,018%, allgemein verbreitet ist, so kann man auch die direkte Beziehung dieser Erze zu den im ungestörten Kupferschiefer gefundenen nicht mehr ablehnen.

Da die Kupfererzführung weder im Flöz noch in den Rücken eine epigenetische sein kann, so muß man für die

örtlichen Veränderungen des Erzgehaltes und insbesondere für die Anhäufung des Erzes an den Rücken nachträgliche Verschiebungen desselben annehmen und zwar im Zusammenhang mit den tektonischen Vorgängen in Mitteldeutschland, die die Bildung der Spalten in frühestens jungjurassischer Zeit verursacht haben. Die Erzverschiebungen selbst dürften sich über einen längeren geologischen Zeitraum erstreckt haben, in dem der Kupferschiefer in großer Tiefe lag.

Damals überdeckten nämlich, nach STILLES Berechnungen, in Mitteldeutschland jüngere Schichten in einer Mächtigkeit bis zu 5000 m den Kupferschiefer. Dementsprechend herrschten in dieser Tiefe beträchtlich hohe Temperaturen.

Durch RINNE ist in einer erst im vergangenen Jahre erschienenen Abhandlung eindringlich darauf hingewiesen worden, daß in der Zeit der Überdeckung der über dem Kupferschiefer liegenden Zechsteinsalze durch tausende Meter mächtige Schichten die Zechsteinsalze unter den hohen Temperaturen, die die Schichten in der Tiefe annahmen, zum Teil verändert worden sind, indem sie u. a. aus ihren Molekülen Wasser abspalteten. Es fanden Entwässerungserscheinungen im Salzgebirge statt.

Die sich entwickelnden heißen Laugenwässer mußten irgendwohin wandern. Zum Teil mögen sie nach oben, zum Teil aber werden sie auch nach unten, in den Kupferschiefer eingedrungen sein. Während vorher die Sedimente des Zechsteins trocken waren bzw. nur die sog. Bergfeuchtigkeit aufwiesen, wurden sie nunmehr hauptsächlich von den Klüften und Spalten aus von heißen Salzlauge durchtränkt, und daher konnten nunmehr starke Veränderungen im Erzgehalt innerhalb des Kupferschiefers Platz greifen: es konnte das Erz gelöst werden, gegen die von Salzwasser erfüllten Klüfte zu wandern und hier sich wiederausscheiden. Daher findet man heute eine teilweise Verminderung des Erzgehaltes an der einen Stelle und vielfach Anreicherung entlang den Klüften.

Es entstanden Erzgänge im Sinne der besonders von SANDBERGER vertretenen Lateralsekretion, des seitlichen Heraussickers und Heraussinterns. Da aber in unserem Falle der Vorgang sich innerhalb einer schon vorhandenen Lagerstätte abgespielt hat, während der Ausdruck eigentlich nur für Neubildung von Erzgängen gilt, so bezeichne ich

die hier stattgehabten Vorgänge als sekundäre Lateralsekretion.

Bei dieser Veränderung wird gleichzeitig das transportierte und neu wiederausgeschiedene Erz zum Teil in an Kupfer reichere Erze, die sog. Reichsulfide: in Buntkupfererz, Kupferglanz und schließlich in metallisches Kupfer umgewandelt unter Mitwirkung der im Kupferschiefer enthaltenen organischen Substanz. Es findet hier eine Veränderung der Erze statt, wie man sie von der Zementationszone kennt. Diese zieht sich jedoch nur entlang dem Grundwasserspiegel und tritt nicht in großen Tiefen auf, wo das Gestein von vielleicht mehrere Kilometer mächtigen Schichten überdeckt ist. Es ist daher die bisher vertretene Auffassung unhaltbar, daß hier in der Tiefe eine Zementationszone vorliege, vielmehr handelt es sich um eine Konvergenzerscheinung.

Da für diese Umwandlungen die Lage unter den Zechsteinsalzen und daher der völlige Abschluß von oben maßgebend ist, so habe ich die Tiefenzone, in der die oben besprochenen Veränderungen vor sich gegangen sind, als hypohalinische Zone ausgeschieden.

Wo Salz- und Anhydritschichten den Kupferschiefer überdecken, ist eine Beziehung zu den von der Oberfläche stammenden, in den Boden als Tiefenwasser eingedrungenen Wässern ausgeschlossen, da diese Gesteine wasserdicht abschließen bzw. zu ihrer Erhaltung ihrerseits schon abgeschlossen sein müssen. Wo aber das Salz-Gipsgebirge weg gelöst ist, da haben Grund- und Tiefenwässer von oben her eingewirkt. Die Grenze, bis zu der diese Wässer wirken, wird ungefähr durch den Salzspiegel bezeichnet, der oft mehrere hundert Meter tief unter der Bödenoberfläche liegt. Hier beginnt die von mir so genannte epihalinische Zone, die nach oben bis zum Grundwasserspiegel reicht. So gut hier von oben kommende Wässer Salz und Gips weggeführt haben, so gut haben sie auch den Kupferschiefer durchtränkt und eine neue Veränderung des Erzgehaltes bewirkt. Ebenso wie Salz und Gips entführt wurde, so muß es auch mit den Kupfererzen der Fall gewesen sein, wenn auch entsprechend der sehr geringen Löslichkeit in außerordentlich vermindertem und verlangsamtem Maße.

Nunmehr aber werden die durch den Kupferschiefer gehenden „Rücken“ bzw. die in ihnen zirkulierenden Wässer meist keine Erzbringer, sondern eher „Räuber“ geworden

sein. Je nach der Beschaffenheit des Gesteins, das die Erzlösung führenden Gewässer durchströmten, und je nach der Mischung mit anders zusammengesetzten Tiefenwässern kann auch gelegentlich Wiederausfällung des Erzes in irgendeiner der bekannten drei Sulfidformen oder auch in reduziertem Zustand, je nach der Anwesenheit oder dem Fehlen von organischer Substanz, erfolgt sein. Daher beobachtet man bei zunehmender Annäherung an die Oberfläche einen steigenden Wechsel zwischen taubem und haltigem Gestein, zum Teil völlige Auslaugung, an anderer Stelle auffällige lokale Erzanhäufung. Alles in allem genommen aber tritt innerhalb der epihalinischen Zone eine langsame, aber fortwährend wirkende Erzentziehung und damit eine Verarmung des Kupferschiefers an Erz ein. Sie erfolgt um so rascher, je steiler die Schichten geneigt sind, da hier die Wässer leichter von unten nach oben und umgekehrt zu zirkulieren vermögen als in wenig geneigten Schichten, in denen daher das Erz in seiner Gesamtheit sich relativ besser erhält. Daß die Auslaugung erfolgt, läßt sich auch direkt, durch die Kupferhaltigkeit der Grubenwässer, nachweisen.

Vom Grundwasserspiegel an nach aufwärts beginnt die Wirksamkeit des atmosphärischen Sauerstoffs. Erst von hier ab können also Oxydationen erfolgen. Die ganze Zone oberhalb des Grundwassers pflegt man gemeinhin als Verwitterungszone zu bezeichnen. Man teilt aber genauer von unten nach oben in die Zementationszone entlang dem Grundwasserspiegel, die Oxydationszone, die Detritationszone und die mydotische Zone ein. In der Oxydationszone erfolgen zwar die chemischen Umsetzungen unter dem Einfluß des atmosphärischen Sauerstoffs, aber es fehlen noch die mechanisch lockérnden Wirkungen der Detritationszone, die von den Temperaturdifferenzen, dem sprengenden Eis und den Pflanzenwurzeln hervorgerufen werden. In der mydotischen Zone endlich nimmt organische Substanz, der Humus, am Aufbau des Bodens teil.

Auffälligerweise ist eine Zementationszone, eine Anreicherung wertvoller Erze oder auch gediegener Metalle, im Bereich des Kupferschiefers nirgends ausgebildet. Möglicherweise hängt diese Eigentümlichkeit mit der wohl stets mehr oder weniger erheblichen Salzhaltigkeit der Zechsteinwässer zusammen.

In der Oxydationszone und der Detritationszone erfolgt die Bildung der bekannten Kupferkarbonate:

Malachit und Kupferlasur und des Kupfersilikats Kupfergrün. Aber schließlich sind, zumal in der mydotischen Zone, alle Erze ausgelaugt bis auf letzte mögliche Spuren, die sich in dem Vorkommen von sog. Kupferpflanzen äußern.

II. Räumliche Herkunft und räumlicher Absatz der Erze.

Um die räumliche Verbreitung der Erze klarlegen zu können, ist es erforderlich, die Entstehungsgeschichte des Kupferschiefers aufzurollen.

Da die Erzlösungen nicht durch Spalten nachträglich in das feste Gestein eingewandert sein können, da sie aber auch nicht zur Kupferschieferzeit ins Kupferschiefermeer von unten aufgedrungen sein können, so müssen sie vom einstigen Lande her eingeschwemmt sein.

Land war zur Kupferschieferzeit eine Zone, die südöstlich einer ehemaligen Küstenlinie sich hinzog, die ungefähr über Koburg, Gera und Borna läuft. Gegen NW zu erstreckte sich das Kupferschiefermeer. Der heutige Harz und der Thüringer Wald existierten nicht. Höchstens vereinzelte Inseln mögen innerhalb des Meeres verstreut gewesen sein, ohne jedoch die chemische Sedimentation im Kupferschiefermeere wesentlich zu stören.

Die Erzmengen des Kupferschiefers können also nur von SO her gekommen sein, von den Gebieten, die heute das Fichtelgebirge, den Bayerisch-böhmischen Wald, das Vogtland und das Erzgebirge, weite Flächen von Böhmen und Mähren und weitere nach S und O anschließende Länder umfassen.

Da die mechanische Sedimentation zur Kupferschieferzeit sehr gering war und sich, abgesehen von den strandnächsten Gebieten, nur auf allerfeinsten Ton und auf Bitumen beschränkte, so kann damals kein irgendwie erheblicher mechanischer Transport von dem damaligen Festlande her stattgefunden haben. Um so stärker dagegen muß die chemische Auslaugung erfolgt sein.

Zu dem Zeitpunkt, da das Kupferschiefermeer als langgestreckter Meerbusen viele hundert Kilometer weit von O her das vorherige Festland überflutete, müssen in den das Kupferschiefermeer umgebenden Festländern ungewöhnliche Mengen von wertvollen Erzen angehäuft gewesen sein. Denn die im Kupferschiefer eingebetteten Erzmengen müssen in ver-

hältnismäßig kurzer geologischer Zeit vom Festland ins Meer verfrachtet worden sein.

Daß die Kupfersedimentation ein außerordentlicher Fall gewesen ist, lehren uns andere bituminöse Mergelschiefer, die dem Kupferschiefer fast völlig gleichen, aber keinerlei wesentlichen Kupfergehalt führen. So hat der süddeutsche Posidonienschiefer des Oberen Lias sehr große Ähnlichkeit mit dem Kupferschiefer, sowohl in petrographischer als auch in paläontologischer Hinsicht. Auch im Posidonienschiefer findet man Sulfide angehäuft, aber nur Eisenkies, keine Kupfererze.

Die Ursachen für die einzigartige Kupfererzzuführung liegen erstens in dem Alter des damaligen Festlandes und zweitens in der Beschaffenheit dieses Festlandes.

Seit dem Ende der Kulmzeit und mit Einsetzen der intrakarbonischen Faltung war Deutschland und weiteste Gebiete nach Süden und Osten vom Meere frei. Weithin erstreckte sich festes, vielfach gebirgiges Land. Zur Oberkarbonzeit und während der Rotliegendzeit herrschte daher überwiegend kontinentales Klima, dessen einstiges Vorhandensein die rotgefärbten Ablagerungen aus diesen Zeiten beweisen. Nur für anscheinend verhältnismäßig kurze Zeiten und wohl in den genannten Gebieten örtlich beschränkt finden wir mattfarbige Schichten mit Kohlenablagerungen zwischengeschaltet als Zeichen mindestens örtlicher größerer Wasserzufuhr.

Zum überwiegenden Teil war das Klima über zwei lange geologische Zeiten mit mehrfachen tektonischen Bewegungsphasen entsprechend dem kontinentalen Charakter des Landes arid, d. h., die Verdunstung war größer als die Befeuchtung. Das Binnenland war dadurch vom Meere abgesperrt. Wohl konnten durch die auch im ariden Gebiet gelegentlich niedergehenden Sturzregen von oft wolkenbruchähnlichem Charakter die durch die Verwitterung gelockerten Sand- und Tonmassen oder auch gröberes Material, wie auch die leichtlöslichen Salze in Senken und Wannen geführt werden. Hier aber setzte sich alles wieder ab. Nichts gelangte bis zum Meere, da keine Flüsse existierten, um die Substanzen zu transportieren.

Von den wertvollen Erzen ist bekannt, daß sie in aridem Gebiet innerhalb des Gesteins in die Tiefe wandern bis zum tiefliegenden Grundwasserspiegel und dort sich in der Zementationszone wieder absetzen und

anreichern. Die Metallmengen sind somit schon längst, bevor sie an der Oberfläche mechanisch oder chemisch hätten wegtransportiert werden können, in die Tiefe verschwunden. Wenn also auch ein großer Teil der leichtlöslichen und die mechanisch transportierbaren Teile oberflächlich weggeführt wurden, so blieben im Gegensatz dazu die wertvollen Erze an Ort und Stelle erhalten.

Mit der schon seit Beginn der varistischen Auffaltungen in der Oberkarbonzeit einsetzenden und während der ganzen Rotliegendzeit erfolgenden Einebnung der durch die tektonischen Verschiebungen entstandenen Gebirgszüge fielen allmählich gewaltige Gesteinskomplexe der Zerstörung zum Opfer, Gebirgshöhen, die bis zu mehrere tausend Meter erreichten. Dadurch wurde auch alles in diesen Gebirgsmassen liegende Material an Erzen frei, das immer mehr in der tief unterhalb der Oberfläche liegenden Zementationszone sich anhäufte.

Mit dem allmählichen Übergang vom ariden zum humiden Klima während des Eindringens des Kupferschiefermeeres wurden die Grundwässer in den Bereich des Weltmeeres einbezogen. Die spärlichen Sickerwässer, die vorher das Erz nur in die Tiefe geführt hatten, aber an Ort und Stelle verblieben oder allmählich wieder verdunsteten und somit keinen Abfluß zum Weltmeer hatten, wurden nunmehr mit zunehmender Humidität des Gebiets immer reichlicher und konnten daher als Grundwasser bis zu den Quellaustritten fließen und von hier aus als Bäche und Flüsse bis zum Kupferschiefermeer gelangen, in das sie ihre Fluten ergossen. Infolge des Klimaumschlags konnten nunmehr die Erzlösungen, die früher in der Zementationszone wieder ausgeschieden worden wären, und die in der Zementationszone schon längst ausgefallten Erze wieder gelöst und ebenfalls ins Meer geleitet werden. Während in der vorhergehenden Periode mit aridem Klima der Erztransport im wesentlichen in vertikaler Richtung sich bewegt hatte, wurde nunmehr die Transportrichtung eine im wesentlichen horizontale. So ist das in ungeheuren Zeiträumen aufgespeicherte Erz in verhältnismäßig kurzer Zeit vom Lande ins Meer verfrachtet worden.

Erzanhäufungen durch Zementation können nur dort erfolgen, wo an sich schon Erze in den Gesteinen oder Metallbestandteile in den einzelnen Mineralien der Gesteine vorhanden sind. Man weiß, daß manche Mineralien und Ge-

steine wertvolle Metalle in allergeringsten, chemisch und oft auch mikroskopisch nicht nachweisbaren Mengen enthalten. Erst durch physikalische oder chemische Anreicherung lassen sie sich dann auf analytischem Wege feststellen. Besonders SANDBERGER hat auf diese Tatsache hingewiesen. Aber auch bei sehr starker, vielhundertfacher Konzentration von Erzen, wie sie für die Abtragszeiten seit dem Oberkarbon anzunehmen ist, kann aus bloßen Spuren von Erz keine gewaltige Zementationsanreicherung werden. Es muß sich von vornherein um alte Erzlagerstätten bzw. um mindestens an den betr. Erzen verhältnismäßig reiche Gesteine gehandelt haben, die auf dem alten Festland die Zementationserze geliefert haben, die ihrerseits weiterhin zur Lieferung des Erzgehalts des Kupferschiefers dienten, wenn man die gewaltigen Mengen der ins Kupferschiefermeer verfrachteten Erze berücksichtigt. Diese betragen allein bei Mansfeld-Eisleben über 16 000 t Kupfer und 80 t Silber auf den Quadratkilometer alter Meeresfläche. Ähnliche Erzmengen aber haben sich auf einer Fläche von vielen tausend Quadratkilometern abgelagert.

Überschaut man das alte Festland, so wird man einerseits auf Gebiete aufmerksam, die, wie im Fichtelgebirge und Vogtland oder in Böhmen, zwischen den alten Sedimenten basische Eruptivgesteine oder Tuffe enthalten und daher als Kupfererzbringer anzusprechen sind.

Besonders wichtig aber waren die alten, aus Tiefengesteinen oder kristallinen Schiefern aufgebauten Gebirge mit ihren Erzvorkommen, und unter ihnen vor allem das schon durch seinen Namen darauf hindeutende Erzgebirge, das in seinen Erzgängen die verschiedensten Erze in reichen Mengen enthält. Entsprechend der tiefgreifenden Abtragung in der vorangegangenen Zeit war dort eine gewaltige Erzanhäufung möglich und dementsprechend eine riesige Erzwegfuhr während der Kupferschieferzeit.

Nicht nur allgemein läßt sich dies feststellen, sondern ganz bestimmte Metalle, die heute im Kupferschiefer gefunden werden, weisen auf das Erzgebirge als Ursprungsort hin. Schon das Silber, das einen wichtigen Bestandteil der Erze des Kupferschiefers ausmacht, wird größtenteils ihm entstammen. Interessanter ist der auffällig hohe Gehalt des Kupferschiefers an Molybdän, der zu etwa 0,15% geschätzt werden kann, also vielleicht

ein Zwanzigstel des Kupfergehalts ausmacht. Während das Molybdän in weiten Gebieten Deutschlands fehlt oder völlig zurücktritt, ist es im Erzgebirge ein verhältnismäßig recht häufig auftretendes Element, es kann somit nur aus ihm stammen. Ebenso einwandfrei weist das im Kupferschiefer gefundene Uran auf das Erzgebirge als Ursprungsort hin, ist doch dieses seltene und wertvolle Metall für Mitteleuropa nur von hier bekannt. Auch alle anderen im Kupferschiefer enthaltenen Metalle finden sich im Erzgebirge wieder.

Nur zwei Metalle fehlen aber im Kupferschiefer, die im Erzgebirge verhältnismäßig häufig gefunden werden: Zinn und Wolfram. Diese Metalle aber konnten überhaupt nicht ins Kupferschiefermeer verfrachtet werden, da die Mineralien, in denen diese Elemente auftreten, Zinnstein und Wolframit, völlig unlöslich sind und daher chemisch nicht transportiert werden konnten. Eine mechanische Verfrachtung dieser Mineralien kam aber wegen mangelnder Transportkraft der Wässer zur Kupferschieferzeit nicht in Frage.

Aus diesen unumstößlichen Tatsachen heraus ergibt sich zwangsläufig, daß die Erze von Südosten her, und zwar größtenteils aus dem heutigen Erzgebirge und den anschließenden Länderflächen, gekommen sein müssen, von demselben Land also, das man für die Trias- und Jurazeit als das Vindelizische Land bezeichnet hat, und das also noch in die Zeit des Paläozoikums hineinreicht.

Das Kupferschiefermeer war ein langer, verhältnismäßig schmaler, westöstlich gerichteter Meeresarm, der bis England reichte und erst im mittleren Rußland ins freie Weltmeer endete. Es brachte bei seinem Eindringen eine echt marine Fauna mit, wie die Fossilreste in den Sedimenten des Kupferschiefers bestätigen.

Der mitteldeutsche Teil des Kupferschiefermeeres war zu weit vom Weltmeer entfernt, um dessen Pulsieren zu verspüren. So fehlten die Meeresströmungen, wie man sie aus dem freien Weltmeer kennt, und auch die Gezeiten werden nur in wesentlich abgeschwächter Form aufgetreten sein. Dadurch aber fehlte die Vermischung des Kupferschiefermeerwassers mit demjenigen des Weltmeeres, wodurch es immer mehr die Eigenschaften eines Binnenmeeres annahm, das beherrschend beeinflusst wurde einerseits von den Zuflüssen von dem Festland, andererseits von den Lebewesen, die im Meere sich tummelten,

und endlich vom Klima, das die Temperatur des Wassers, die Feuchtigkeitzufuhr und die Verdunstung bestimmte.

Im Kupferschiefermeer lebten höhere Tiere, insbesondere Fische, die der Bergmann schon in zahllosen Exemplaren zutage gefördert hat. Aber auch Plankton muß, und zwar in ungeheuren Massen, das Meer bevölkert haben, obgleich wir von diesen leichtzersetzlichen Lebewesen keine Fossilreste finden. Einmal muß auf Plankton geschlossen werden, da es, wie POMPECKJ betonte, für die Ernährung der Fische notwendig war. Besonders aber sind gewaltige Anhäufungen von Planktonüberresten zu nennen als die Ursache für den hohen Bitumengehalt des Kupferschiefers, der bis 20% desselben ausmacht.

In dem Bitumen, das das Plankton lieferte, war Eiweißsubstanz in nicht unbeträchtlicher Menge enthalten, die bei ihrer Zersetzung Schwefelwasserstoff bzw. Schwefelammonium bildete. Auch wurden durch die reichlich vorhandene organische Substanz die Sulfate des Meerwassers reduziert und wiederum Schwefelwasserstoff bzw. Alkali- und Erdalkalisulfide gebildet. Daher ist anzunehmen, daß in der Tiefe des Kupferschiefermeeres ein an Schwefelwasserstoff gesättigtes Tiefenwasser vorhanden war. POMPECKJ hat mit Recht die damals herrschenden Verhältnisse mit denen des Schwarzen Meeres verglichen, wo in einer toten Tiefe an Schwefelwasserstoff gesättigtes Wasser sich findet.

Durch Wasserbewegung wird jedoch in den oberen Teilen des Meeres der Schwefelwasserstoffgehalt vermindert gewesen sein, ebenso entlang den Strandgebieten, wo durch die Möglichkeit der Vermischung mit Landwasser und durch die Wellenbewegung am Strande das Meerwasser eine abweichende Zusammensetzung erhielt.

Beim Austreten der Erzlösung enthaltenden Wässer ins Meer mußten sie; sobald sie mit dem im Meere gelösten Schwefelwasserstoff in Berührung kamen, bei genügender Konzentration des Schwefelwasserstoffs einerseits, der Erzlösungen andererseits, als schwer lösliche Metallsulfide ausgefällt werden.

Die Konzentration des Meerwassers an Schwefelwasserstoff war am Strand geringer als weiter seewärts. Daher kann sich entlang der Küstenlinie des Kupferschiefermeeres das Erz nicht in solchen Mengen ausgeschieden haben wie in einiger Entfernung von derselben.

In einiger Entfernung von der küstennahen Zone war aber zweifellos das Meerwasser an Schwefelwasserstoff in einiger Tiefe unter der Meeresoberfläche gesättigt. In diesen entfernteren Teilen des Meeres war die schließliche Ausfällung der Metallsulfide nicht mehr von der Menge des Schwefelwasserstoffs abhängig, da dieser ja im Maximum vorhanden war, sondern ausschließlich von der Zufuhr metallischer Bestandteile ins Meer.

Da die Löslichkeit des Silbersulfids eine viel geringere ist als diejenige des Kupfersulfids, da also das Silber viel rascher und vollständiger ausgefällt wird als das Kupfer, so mußte aus den vom Lande ins Meer geführten Erzlösungen das Silber größtenteils schon in der Nähe der Küste, unter Ausschluß des oben genannten erzärmeren Streifens, niedergeschlagen werden, während das leichter lösliche Kupfer, insbesondere in den oberen, weniger schwefelwasserstoffhaltigen Partien des Meeres sich weithin darin verbreiten konnte, bevor es der Ausfällung anheimfiel. Daher konnte das Kupfer über weitere Flächen verbreitet in verhältnismäßig wenig verschiedenen Mengen ausgeschieden werden, soweit eben die direkte Einwirkung der Landwässer reichte, während das Silber sich in gegen das Innere des Meeres abnehmenden Mengen ausschied. Daher mußte der Silbergehalt des Erzes mit größerer Entfernung vom alten Lande ziemlich rasch abnehmen. Man kann sich für die chemische Ausfällung ein weithin sich erstreckendes Delta vorstellen, in dem die Landwässer den Erzgehalt absetzten, und zwar das am wenigsten Lösliche zuerst, während sie das relativ Leichtestlösliche schließlich überall gleichmäßig verbreiteten.

Die Auslaugung von Erzen auf einem vorher unter aridem Klima, nunmehr unter humidem Klima sich befindenden Festland erfolgte zweifellos zuerst am heftigsten, solange reiche Erzmengen der Zerstörung unterlagen. Die Quellen der Erzzufuhr mußten aber immer mehr versiegen, je länger der Auslaugungsprozeß dauerte. Es müssen daher mit dem Beginn der Kupferschieferzeit zuerst die reichsten Erzlösungen dem Meere zugeführt worden sein — wenn sie auch jedenfalls so gering waren, daß die Fauna des Meeres unter ihnen nicht zu leiden hatte —. Später aber hat die ins Meer transportierte Erzmenge immer mehr ab-

genommen, bis sie schließlich auf den gewöhnlichen Stand der Erzauslaugung zurückging. Sobald aber dieser erreicht ist, läßt sich eine Zufuhr von edlen Erzen in den Meeressedimenten im allgemeinen nicht mehr nachweisen, wie dies bei den meisten Sedimenten der Fall ist.

Entsprechend der allmählichen Abnahme der Erzzufuhren in das Kupferschiefermeer ist zu erwarten, daß in den untersten Lagen des sich absetzenden Sediments der höchste Kupfer- und Silbergehalt vorhanden ist, und daß er in den darüberliegenden Schichten immer mehr abnimmt. Und zwar wird der Silbergehalt nach oben relativ rascher abnehmen als der Kupfergehalt.

Für alle übrigen im Kupferschiefer vorkommenden Metalle, auf die ich hier nicht weiter eingehe, gelten entsprechende Verhältnisse. (Vgl. hierzu meine Arbeit: Der mitteldeutsche Kupferschiefer als Sediment und Lagerstätte. Jahrb. d. Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung, 3. Bd., 1921, S. 1—108 und 128—135.)

Diese auf theoretischem Wege gefundenen Gesetzmäßigkeiten sind durch die in den verschiedenen Gebieten mit altem Kupferschieferbergbau gefundenen Verhältnisse voll bestätigt worden. Allerdings darf man keine Einzelanalysen von Bohrkernen zur Vergleichung heranziehen. Das Mißgeschick, das so viele Bohrkern oder die diesen Bohrkernen entnommenen Proben traf, sowie die Ungunst dieser Probenahme überhaupt läßt sie auf Grund genauer Vergleiche als ungeeignet erscheinen. Oft haben Analysen ein ungünstiges Resultat ergeben, während dann der Abbau günstige Verhältnisse zeitigte und umkehrt.

Ich konnte daher bei Vergleichung der Erzgehalte nur auf Resultate des Ausbringens an Kupfer und Silber eingehen, die durch langjährigen Bergbaubetrieb festgestellt worden waren, weil nur sie die nötige Sicherheit boten, daß sie richtig sind. Um vergleichbare Zahlen zu erhalten, war es auch erforderlich, die Durchschnittsmächtigkeit des abgebauten Flözes anzugeben.

An Hand der Produktion von Mansfeld-Eisleben, von wo genaueste Jahresziffern über langjährige Zeiträume mitgeteilt sind, konnte vor allem gezeigt werden, daß die Erzmengen, sobald man größere Abbauflächen zusammen-

faßt und damit Rückenpartien und rückenfreie Flözteile mischt, bei aller Verschiedenheit im einzelnen, im großen ganzen örtlich außerordentlich konstant sind, und daß das Ausbringen vor allem vom Klauben bzw. von der Verhüttung auch geringhaltiger Minern abhängt. Der Kupfergehalt hat in den Jahren von 1860 bis 1915 zwischen 2,1 und 3,2% geschwankt und betrug im Mittel für die Zeit von 1860 bis 1885 2,4%, von 1886 bis 1908 2,9%, von 1909 bis 1914 2,5%, während im ersten Kriegsjahr 1915 der Prozentgehalt auf 2,1% zurückging. Die Konstanz im Ausbringen ist zugleich ein ausgezeichnete Beweis für die syngenetische Absetzung der Erze des Kupferschiefers.

Das Verhältnis zwischen dem Ausbringen von Kupfer und Silber war noch wesentlich konstanter — ebenfalls ein Zeichen der rein sedimentären Ausscheidung der Erze des Kupferschiefers. Im Durchschnitt kann man mit einem Verhältnis von 1 Teil Silber auf 200 Teile Kupfer rechnen, d. h. der Silbergehalt beträgt 5‰ des Kupfers. Allgemein hat sich das Verhältnis allmählich zugunsten des Silbergehalts verschoben, offenbar mit zunehmender Tiefe des Abbaus. Während in den Jahren 1860 bis 1876 das Verhältnis fast dauernd unter 1:200 blieb, war es von diesem Jahre an, mit Ausnahme der Jahre 1894 und 1895, dauernd und zum Teil recht erheblich über diesem Prozentsatz. Die relativ geringste Silberproduktion war im Jahre 1873 mit 4,2‰, die relativ höchste im Jahre 1885 mit 5,9‰ der Kupferproduktion.

Über die vertikale Verteilung des Kupfer- und Silbergehalts im Flöz geben folgende Zahlen Aufschluß, wobei zwischen Erz aus rückenfreiem und solchem aus reichlich gestörtem Gebiet unterschieden ist. So enthielt in rückenfreiem Gebiet der 4. Tiefbausohele des Hermannschachtes bei Helfta 1 Tonne Minern der

Feinen Lette 64 kg Kupfer und 0,62 kg Silber,

Verhältnis somit etwa 100:1,

Groben Lette 47 kg Kupfer und 0,23 kg Silber,

Verhältnis somit etwa 200:1,

während sich die entsprechenden Zahlen für von Rücken durchsetztes Gebiet folgendermaßen stellen: bei der

Feinen Lette 40 kg Kupfer und 0,43 kg Silber,

Verhältnis somit etwa 100:1,

Groben Lette 78 kg Kupfer und 0,50 kg Silber,
Verhältnis somit etwa 150:1,

Kammschale 36 kg Kupfer und 0,17 kg Silber,
Verhältnis somit etwa 200:1.

Aus diesen Zahlen ergibt sich unzweifelhaft, daß der Silbergehalt nach oben rascher abnimmt als der Kupfergehalt und das auch dann, wenn die Verteilung der Erze nicht mehr die ursprüngliche ist, wie dies bei den Zahlen aus rückenreichen Partien hervorgeht. Obwohl hier die Grobe Lette infolge Erzeinwanderung einen höheren absoluten Kupfer- und Silbergehalt aufweist als die Feine Lette, so ist doch das Verhältnis zwischen Kupfer und Silber bei der Feinen Lette ein für das Silber günstigeres. In jedem Fall also nimmt der Silbergehalt nach oben rascher ab als der Kupfergehalt.

Will man den Erzgehalt verschiedener Gebiete Mitteldeutschlands untereinander vergleichen, so beschränkt sich die Anzahl der vergleichbaren Punkte auf eine Anzahl von Stellen, von denen von dem alten Bergbau zuverlässige Zahlen uns überliefert sind, was nur verhältnismäßig selten der Fall ist.

Bei Salzungen im W des Thüringer Waldes hat nur die Lette 1,5% Kupfer bei 1—1,5 cm Mächtigkeit.

Bei Lutter am westlichen Harz ist die Mächtigkeit des abbauwürdigen Flözes 7,5—8 cm, der Erzgehalt $1\frac{1}{2}$ bis $2\frac{1}{2}$ % Kupfer.

Von diesen Orten, wie auch vom ganzen Südharz ist bekannt, daß das Erz so wenig Silber enthielt, daß das Kupfer nicht saigerwürdig war. Noch bei Sangerhausen war der Silbergehalt so gering, daß schließlich aus diesem Grunde der Bergbau dort 1885 eingestellt wurde.

Bei Mansfeld und Eisleben dagegen kann man als durchschnittliche Mächtigkeit des Flözes 22 cm angeben bei einem mittleren Kupfergehalt von 2,7% und 0,014% Silber.

Noch günstiger lagen die Verhältnisse bei Bottendorf, wie aus den wertvollen Untersuchungen des nachmaligen Bergwerksdirigenten ERDMENGER, sowie aus solchen des Ober-Berg- und Hüttendirektors a. D. Bergrat SCHRADER und aus eigenem Aktenstudium hervorgeht. Das alte Bergamt Bottendorf hat nach langjährigen Mittelwerten 2,875% Kupfer und 0,014% Silber als Ausbringewerte festgestellt. Sehr wichtig ist die Angabe, daß die geringste Mächtigkeit

keit des abgebauten Flözes 26—31 cm betrug, daß aber bis 57 cm mächtige Flöze abgebaut wurden, so in dauernd letzterer Mächtigkeit während etwa 30jähriger bergbaulicher Tätigkeit im Kesselflöz. Als Durchschnitt darf man für Bottendorf 36 cm Mächtigkeit annehmen, also wesentlich mehr als für Mansfeld-Eisleben. Da nun die höheren Lagen des Flözes weniger erzhaltig sind als die unteren, so kann man mit Bestimmtheit angeben, daß beim Abbau von nur durchschnittlich 22 cm Flöz, wie bei Eisleben, der Erzgehalt denjenigen dieser Gebiete ganz erheblich übersteigen würde.

Für Ilmenau hat der unermüdlich für den dortigen Kupferschieferbergbau eintretende alte Bergmeister VOIGT, eine Autorität seiner Zeit, die genauen Zahlen mitgeteilt. Dort betrug der Silbergehalt 0,873% des Kupfergehalts und die Mächtigkeit des abgebauten Flözes sogar 70—75 cm.

Endlich sei noch Kamsdorf bei Saalfeld erwähnt, das offenbar schon in der strandnahen Zone gelegen ist, aber doch bei 2% Kupfergehalt des einst abgebauten Schiefers 0,02% Silber enthielt, wie SPENGLER festgestellt hat.

Vergleicht man die Mächtigkeitszahlen des abbauwürdigen Flözes, so nehmen diese, entsprechend unseren theoretischen Ergebnissen, mit Zunahme an die alte Küste immer mehr zu, mit alleiniger Ausnahme des schon ins Küstengebiet zu zählenden Kamsdorf.

Vergleicht man den Kupfergehalt, so ist er im westlichen Thüringer Wald und am westlichen Harz gering, steigt aber bald auf über 2,5% an. Die Abbauwürdigkeit hängt, sobald diese Zahl erreicht ist, von der Mächtigkeit des Flözes ab.

Erst der Silbergehalt vermag jedoch den vollen Wert der Lagerstätte aufzuzeigen, beträgt doch in Eisleben der Wert des ausgebrachten Silbers ein volles Drittel des aus der Kupfer- und Silberverhüttung gezogenen Gewinns. Deshalb ist auf die Menge des im Kupferschiefer enthaltenen Silbers ganz besonders zu achten. Die erstgenannten Orte sind zu weit von der Küste entfernt, als daß der Silbergehalt genügend wäre. Erst bei Mansfeld und Eisleben ist er so hoch, daß er die Trennung lohnt. Er beträgt hier etwa 0,5% des Kupfergehalts. Aber auch schon hier besteht ein Unterschied zwischen den verschiedenen Gebieten des Abbaus. So ist der höchste Silbergehalt bei Helfta, im Herrmannschacht, gefunden, also im südöstlichsten

Teil der Mansfelder Mulde, was, wie wir jetzt sagen können, nicht auf einem Zufall, sondern auf der kontinuierlichen Zunahme des Silbergehalts gegen die alte Küste zu beruht. Bei Bottendorf haben wir, wenn wir die höheren Schichten außer Rechnung lassen, eine weitere Steigerung des Silbergehalts. Bei Ilmenau war der Silbergehalt 0,873% des Kupfergehalts. Bei Kamsdorf, in nächster Nähe der Küste, war das Verhältnis gar auf 1% des Kupferausbringens gestiegen.

Die aus dem Abbau sich ergebenden Erträge zeigen bei Berücksichtigung der Mächtigkeit, also auf den Quadratmeter berechnet, nach den Metallpreisen des Sommers 1921 (1500 M. für 100 kg Kupfer, 1000 M. für 1 kg Silber) folgende Ziffern: Der Bruttoertrag eines Quadraters abgebauten Kupferschiefers ist für Salzungen 12 M., für Lutter 81 M., für Mansfeld-Eisleben 320 M., für Bottendorf über 484 M., für Ilmenau über 897 M.

Diese Zahlen beweisen zur Genüge, wie sehr der Wert der Lagerstätte des Kupferschiefers in der Richtung gegen das alte Festland zusteigt. Sie beweisen vor allem, daß der wertvolle Kupferschiefer keineswegs an die Mansfelder Mulde gebunden ist, sondern außerordentlich viel weitere Verbreitung besitzt. In einer Zone, die sich um das Erzgebirge als Zentrum gruppiert, ist südöstlich einer durch das Mansfelder Gebiet parallel zur alten Küste gezogen gedachten Linie in einer Länge von mindestens 100 km und einer Breite von über 70 km, also in einer Fläche von über 7000 qkm, der Wert des in der Tiefe liegenden Kupferschiefers ebenso hoch und höher als bei Mansfeld und Eisleben.

Die hier angegebenen Gesetzmäßigkeiten werden durch zwei Umstände verschleiert: einmal durch den Wechsel zwischen reicheren und ärmeren Partien in den dem Ausgehenden zunächst liegenden Flözteilen, Verschiedenheiten, die auch in den in früheren Zeiten abgebauten dem alten Festland näher gelegenen Bottendorf, Ilmenau und Kamsdorf sich zeigten; zweitens durch die Rücken, die entsprechend ihrer häufig größeren Flözmächtigkeit einen besonders ertragreichen Abbau gestatten und daher von jeher das besondere Interesse des Bergmanns erregt haben.

Die Flözteile nahe dem Ausgehenden werden nicht nur wegen der Unregelmäßigkeit in der Erzführung,

sondern auch wegen der sehr unangenehmen Wasserführung der Schichten nach Möglichkeit zu meiden sein.

Das Auftreten von Rücken ist, gleichwie in der Mansfelder Mulde, so auch in dem tektonisch beeinflussten Thüringer Becken, wo das Kupferschieferflöz in der Tiefe durchläuft, zu erwarten. Wie bisher, so werden auch in Zukunft die Rückenpartien mit ihren örtlichen Erzanreicherungen den Bergmann in erster Linie anziehen.

Trotz aller Verschiedenheiten des Erzgehaltes im einzelnen lassen sich aber bei sorgfältigem Vergleich der den alten Bergbauakten entnommenen Zahlen und bei Verknüpfung mit den Ergebnissen moderner chemisch- und physikalisch-geologischer Forschung die oben angeführten Gesetzmäßigkeiten rein herauschälen. Möge, besonders auch im Interesse der praktischen Folgerungen für unsern Kupferschieferbergbau, diesen Gesetzmäßigkeiten besonderes Augenmerk zugewendet werden.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren POMPECKJ und SCHLOSSMACHER.

Herr E. KRAUS spricht über

Die Klimakurve in der Postglazialzeit Süddeutschlands.

(Mit 1 Textfigur.)

Die Verwitterungsrinde des süddeutschen Niederterrassenschotters zeigt in Südbayern und am Mittelrhein folgendes sehr verbreitete Profil:

Graubrauner, schwach humushaltiger, lehmiger Sand 1 dm,
oben etwas humusreich, mehr grau, unten mehr braun;
rotbrauner, ziemlich steiniger, sandiger Lehm 1,5—3 dm;
brauner, sandreicher Lehm 0,5 dm (fehlt häufig);
grauer, teilweise bräunlicher, kalkreicher Schotter.

Dies ist nicht ein normales Profil eines podsoligen Bodens (Braunerde, RAMANN) mit höherem Auslaugungs- und tieferem Anreicherungs-horizont; denn es ist nicht einzusehen, unter welchen besonderen Bedingungen des heutigen Klimas sich die Rotfärbung des zweitobersten Horizonts, welche dem Boden die Bezeichnung „Blutlehm“ eingetragen hat, entwickeln könnte.

Andererseits haben meine eingehenden chemischen und physikalischen Untersuchungen¹⁾ ergeben, daß der Blutlehmhorizont auf das engste verwandt ist mit demjenigen des Hochterrassenbodens (vgl. E. BLANCK 1914) und nach den Kennzeichen, die heute überhaupt verfügbar sind, auch nicht zu trennen ist von typischer mediterraner Roterde. Wenigstens die feinsten Teilchen, verständlicherweise, denn letztere ist ja auch ein mehr oder weniger vollkommenes Schlammprodukt.

Die Primär-Mächtigkeit des Niederterrassen-Blutlehms konnte unter einer Sand-Schlick-Decke zu $\frac{1}{2}$ von der der Hochterrasse ermittelt werden; die Intensität des Roterdecharakters ist bei beiden Böden nahezu gleich.

Nun finden wir in beiden genannten Gebieten am Inn und Rhein sieben Terrassenflächen in den Niederterrassenschotter eingesenkt und die Böden dieser Stufen stimmen miteinander weitgehend überein: sie haben die gleiche klimatische Geschichte hinter sich. Abgesehen von der fortschreitenden Verjüngung der Rinden nach unten zu bemerken wir auf den vier obersten Terrassenflächen noch Blutlehmreste, am wenigsten davon auf der vierten von oben.

Es wäre aus der Beschaffenheit des Verwitterungsbodens zu folgern, daß bis in die Verwitterungszeit dieser viertobersten Stufe hinein in Süddeutschland ein roterdebildendes Klima nach der letzten Eiszeit geherrscht hat. Nun kann man wahrscheinlich machen, daß die Zeiten wiederholter Tiefenerosion in den Flußgebieten nicht Zeiten solchen Klimas gewesen sein können.

Die Betrachtung der Wirkungen des vorangegangenen periodischen Wechsels von Eiszeit und Zwischeneiszeit im Alpenbereich ergibt, daß nur die Schmelzwasser einer großen, nahegerückten Vereisung fähig waren, den vorher angehäuften Schotter tief zu durchschneiden. Eine Belebung der Tiefenerosion klimatischer Art werden wir für die wiederholte Zerschneidung auch der postglazialen Terrassen, die sich organisch, wenn auch als Epigonen den glazialen anschließen, anzunehmen haben. Und wenn wir versuchen unsern postglazialen Wechsel dem PENCK-BRÜCKNERSchen Klimasystem einzuordnen, dann erscheint es höchst nahe-

¹⁾ Ihre Bekanntgabe erfolgt durch eine Arbeit in den Geognostischen Jahresheften, München. Diese enthält auch weitere geologische Begründungen und Folgerungen.

liegend, daß die Schmelzwässer der stadialen Vorstöße jene periodische Zerschneidung der postglazialen Terrassen ausgeführt haben.

Da wir aber für die stadialen Zeiten mit ihren wenigstens anfänglich noch bis in beträchtliche Tiefe herabrückenden Eismassen im süddeutschen Alpenvorland kein mediterranes Klima annehmen dürfen, so muß jenes in den älteren interstadialen Zeiten geherrscht haben. Die abnehmende Intensität der Blutelemententwicklung von der obersten bis herab zur viertobersten Stufe erkläre ich²⁾ damit, daß die Roterdebildung in den älteren Interstadien länger dauerte. Die Stadien haben mit kälterem bzw. feuchterem Klima die warmen Interstadien abgelöst.

Solche Überlegungen führten mich zur Ausgestaltung der postglazialen Klimakurve (s. Fig. 1).

Sie gilt für das mittlere Oberbayern, woher die von mir untersuchten Böden stammen, und wohl allgemein für

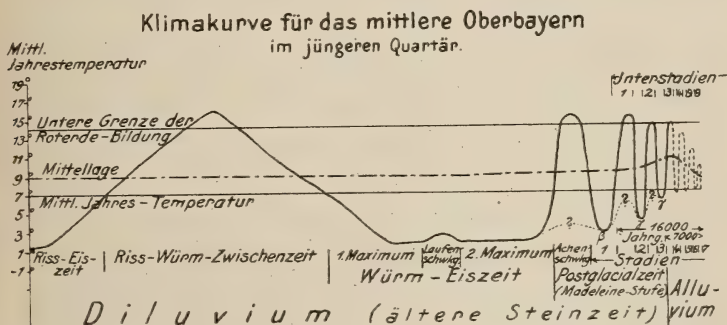


Fig. 1.

Süddeutschland. Eine Übertragung aus dem alpinen Bereich mit seiner relativ kleinen Eisverbreitung etwa auf den Randbereich des nordischen Inlandeises liegt mir fern.

Die Abszissen der Kurve ergaben mir die etwas willkürlichen Zeitmaße für die älteren Schwankungen, sowie die neueren, besser begründeten Ergebnisse über die Dauer der jüngeren Zeiten. Nach den beobachteten Bodenmächtigkeiten wurden sie etwas kritisch behandelt. Für die Länge der Postglazialzeit nahm ich daher auch nicht ein Drittel, sondern die Hälfte der letzten Zwischeneiszeit an.

²⁾ Ausschlaggebende Einflüsse von Unterschieden in der Grundwasserhöhe u. a. sind nicht denkbar.

Die Ordinaten sollten eigentlich Temperaturen und Niederschläge vereinigen, wie das bei der Führung der PENCKschen Kurve nach der Lage der Schneegrenze der Fall ist. Über die Niederschläge ist aber nicht viel zu sagen; jedenfalls waren sie in glazialen und in mediterranen Zeiten nicht sehr bedeutend voneinander verschieden. So blieben sie aus dem Spiel und es kamen allein die Temperaturen durch die Ordinaten zur Darstellung. Diese wurden dadurch veranschlagt, daß aus der Lage der in Betracht kommenden Schneegrenzhöhen von PENCK-BRÜCKNER unter Annahme der gleichen Niederschlagsmengen die Mitteltemperaturen — ausgehend von dem heutigen Mittel und der heutigen Schneehöhe — ermittelt wurden. Dabei war eine Korrektur mit Rücksicht darauf nötig, daß große Eismassen die Temperatur der Umgebung nicht im Verhältnis ihrer Größe gegenüber kleineren erniedrigen, sondern stärker herabdrücken.

Außerdem wurde dem Umstand Rechnung getragen, daß sich die mittlere Jahrestemperatur in den Interstadien mindestens über diejenige Temperaturgrenze hat erheben müssen, welche noch Roterdebildung zuläßt, d. i. nach R. LANG rd. 14°. Wie lange jeweils diese Höhe überschritten wurde, sagt uns annähernd der Vergleich der Blutlehmmächtigkeiten mit der Stärke des Hochterrassen-Blutlehms. Die erste Roterdezeit, welche über die oberste, eigentliche Niederterrasse ging, war wohl rund halb so lang als die der letzten Zwischeneiszeit. Diese letztere wird demnach kurz im Verhältnis zur ganzen Dauer dieser Zwischenperiode.

Nach allem, was bisher bekannt wurde, dürfen wir hinsichtlich der zeitlichen Einordnung wohl annehmen, daß die Laufenschwankung mit ihrem verhältnismäßig geringen Eisrückgang während des Würmmaximums nicht als Roterde-Bildungszeit bei uns in Betracht kommt.

Es fällt daher die erste warme Zeit, welche die oberste Niederterrassenfläche mit Roterde überzog, in die Achen schwankung, die zweite in das Bühl-Gschnitz-Zwischenstadium, die dritte in das Gschnitz-Daun-Zwischenstadium, und schließlich die geringste der vier nachweisbaren Meditterranzeiten in das Postdaun-Zwischenstadium. Seit dieser Zeit hat sich unsere Klimakurve in Oberbayern nicht mehr über das 14°-Mittel erhoben; es wurden aber auch keine bedeutenderen Senkungen mehr erreicht. Immerhin sagt uns die Analogie zu dem Vorangegangenen, daß es sich um eine ähnliche Ursache wie früher, wenn auch in immer mehr abge-

schwächer Form, handelte, welche auch später noch den (bescheidenen) Wechsel von Tiefenerosion und Seitenerosion in unseren beiden Flußgebieten hervorrief. Gerade diese Terrassenentwicklungen machen uns die auf der Kurve gestrichelten letzten Wellenzüge wahrscheinlich. Ob die Böden auf den jüngsten Terrassen hinreichen zur Stützung dieser Anschauung, kann ich nicht sagen. Es mag wohl sein, daß sich hier im wesentlichen nur noch Perioden größerer und geringerer Niederschläge abgelöst haben.

Halbiert man jeweils die Ausschläge der Kurve nach oben und unten und verbindet die Halbierungspunkte, so entsteht die Schwankungsmittellinie. Diese hält sich bemerkenswerterweise beharrlich über dem heutigen Jahresmittel und hebt sich sogar kurz vor der Gegenwart. Seit dem Tertiär muß sie sich lang und bedeutend gesenkt haben.

Grenzen wir vergangene Zeiträume, wie im Diluvium, nach den Temperaturschwankungen ab, so müssen wir, genau genommen, nicht die Schnittpunkte der Kurve mit der heutigen Mitteltemperatur als Grenzen nehmen, sondern die mit jener Mittellinie.

Erzählen uns die Moränen- und Schotterlagen über den Ausschlag der Klimakurve nach unten, nach dem kalten Teil, so vermögen die Böden, wie wir sehen, über Stärke und Dauer der Ausschläge nach oben zu berichten. Außerdem werden im ganzen nach den drei Stadien der Postwürmzeit noch drei kürzere, weitere wahrscheinlich, welche, getrennt durch Zwischenstadien vorwiegender Seitenerosion, allmählich aus den starken und langanhaltenden Klimaschwankungen der Eiszeit überleiten bis in die Gegenwart.

Herr K. LEHMANN spricht über

Die Trogtheorie, eine neue Erklärung der Gebirgsbildung.

Der Vortragende hat auf Grund langjähriger Beobachtungen in Bergbausenkungsgebieten die Bodenbewegungsvorgänge bei der Absenkung genau erforscht. Der Bewegungsvorgang äußert sich in Pressungen in der Muldenmitte und Zerrungen auf den Rändern. Diese in Lichtbildern vorgeführten Druck- und Zerrerscheinungen bei der Pingenbildung gleichen vollkommen den tektonischen Bildern beim Falten- und Schollengebirge.

Der Berichterstatter kommt daher im Vergleich der Vorgänge bei der Pingenbildung zu der Schlußfolgerung, daß die Entstehung von Hohlräumen bzw. die Druckentlastung im Untergrund der Erdrinde zur Bildung von Trögen (Geosynklinalen) führt. Dabei tritt in den Randgebieten eine Aufwölbung ein. In dem Trog werden die Gebirgsschichten abgelagert. Bei dem Senkungsvorgang treten entsprechend der Pingenbildung innerhalb des Troges Druckkräfte auf, die zur Faltung der Gesteinsschichten und zur Entstehung der Druckstörungen, den Überschiebungen, Aufschiebungen und Verschiebungen führen. Auf den Trogrändern entstehen Zerrkräfte, die zur Bildung von Zerrspalten Veranlassung geben. In der Trogmulde wird das Faltengebirge geboren, auf den Trogrändern das Schollengebirge.

Zur Bestätigung seiner Lehrmeinung hat der Vortragende das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge bezüglich seines tektonischen Aufbaus eingehend durchforscht und völlige Übereinstimmung gefunden. Danach bildet das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge in der Querrichtung ein Faltengebirge, das im „Karbontrog“ gebildet wurde, in der Streichrichtung ein Schollengebirge, dessen Wiege im „Saxonischen Trog“ lag. Das heutige Gesamtbild bezeichnet Vortragender als „Rumpfschollengebirge“.

Die nach markscheiderischen Gesichtspunkten zusammengestellten Lichtbilder bestätigen die Auffassung des Vortragenden¹⁾.

Herr W. KRANZ²⁾ aus Stuttgart hat die LEHMANNsche Trogtheorie auf Süddeutschland angewandt und dabei gute Ergebnisse erzielt.

Zum Vorsitzenden für den morgigen Tag wird Herr CARL SCHMIDT, Basel, einstimmig gewählt.

Der Vorsitzende schließt die Sitzung.

V. W. O.

STEUER. RAMDOHR. STIELER. KLÄHN.

¹⁾ Einen umfassenden Überblick gibt die Abhandlung des Verfassers im Glückauf, Heft 48, 1919 und 1, 2, 3 und 15, 1920.

²⁾ Siehe den Aufsatz von W. KRANZ in den „Briefl. Mitteilungen“ dieses Monatsberichts.

Protokoll der Sitzung am 14. August 1921.

Vorsitzender: Herr CARL SCHMIDT, Basel.

Der Vorsitzende, Herr CARL SCHMIDT, Basel, eröffnet die Sitzung.

Das Protokoll des vergangenen Tages wird verlesen und genehmigt.

Herr POMPECKJ teilt mit, daß der Vorstand und Beirat beschlossen haben, folgende Richtlinien für die Vorträge auf den Hauptversammlungen in die Geschäftsordnung aufzunehmen:

1. Für die Reihenfolge der Vorträge auf den Hauptversammlungen soll der Zeitpunkt ihrer Anmeldung maßgebend sein.
2. Der Geschäftsführer soll jedoch ermächtigt sein, verwandte Themata zusammenzulegen und auch die Diskussion über diese zusammen führen zu lassen.
3. Die Vortragsdauer ist entsprechend der Zahl der angemeldeten Vorträge zu beschränken. Sie soll im Durchschnitt 25 Minuten nicht übersteigen.

Die Hauptversammlung gibt hierzu ihre Zustimmung.

Herr MINTROP und Herr POMPECKJ machen geschäftliche Mitteilungen, desgleichen Herr STEUER.

Herr WEGNER spricht über „Grundwasserentziehung im rheinisch-westfälischen Industriegebiet“.

Zur Diskussion spricht Herr STEUER.

Herr WEPFER spricht über „Die Bedeutung terrestrischer Vorgänge innerhalb mariner Schichtfolgen“.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren POMPECKJ, KRAUSS, GÜRICH, BLANCKENHORN, DEECKE, WEIGELT und der Vortragende.

Herr KLEMM macht eine geschäftliche Mitteilung.

Herr KLÄHN spricht über „Die Ursachen des Todes (nicht Aussterbens) tertiärer und pleistocäner Säuger in der mittleren Rheinebene“.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren GÜRICH, WEPFER, MICHELS und der Vortragende.

Herr SAUER spricht über „Die Trassfrage in wissenschaftlicher und wirtschaftlicher Bedeutung“.

Der Vorsitzende schließt die Sitzung und damit die diesjährige Hauptversammlung mit herzlichem Dank für die Herren Geschäftsführer.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

V. W. O.

KLÄHN. RAMDOHR. CARL SCHMIDT. STIELER.

Briefliche Mitteilungen.

10. Die Bedeutung der Trogtheorie für Süddeutschland¹⁾.

Von Herrn W. KRANZ.

Stuttgart, im August 1921.

Die neue Theorie nehme ich als Arbeitshypothese zur Deutung der Tektonik des ganzen süddeutschen Schollenlandes in Anspruch²⁾. Tröge, also relativ absinkende Gebiete sind m. E. der Rheintalgraben zwischen seinen randlichen Horsten und Halbhorsten, und das Land zwischen Schwarzwald, Böhmerwald und Alpen.

Herr LEHMANN hat bereits die neuzeitlichen relativen Senkungen und seitlichen Verschiebungen in Bayern mit seiner Trogtheorie gedeutet. Ich schließe mich dem an und lehne es ebenso wie LEHMANN ab, diese Erscheinungen als ein Hinabpressen der Mulde des Alpenvorlands durch

¹⁾ Verfasser war durch Erkrankung verhindert, den über dieses Thema angekündigten Vortrag auf der Hauptversammlung zu halten.

²⁾ Eine ausführliche Arbeit von W. KRANZ über „Neuzeitliche relative Senkungen sowie seitliche Verschiebungen in Bayern und ihre Bedeutung für die Tektonik Süddeutschlands“ ist seit Dezember 1920 im Druck und wird in PETERMANN'S Geographischen Mitteilungen erscheinen. Vgl. auch Sitzungsbericht vom 13. 2. 22, Ver. f. vaterl. Naturk. Württ.

ein rezent nach N vordringendes Alpengebirge aufzufassen. Wäre dem so, dann müßten die tatsächlich gemessenen Bewegungen in den Alpen weit vorherrschend nach N, die im Alpenvorland wenigstens in der Resultante zwischen der nordwärts gerichteten hypothetischen Druckkraft und einem nach S oder SW gerichteten Widerstand älterer Horste liegen, also vorherrschend nach Nordwest gerichtet sein. Beides ist aber nicht der Fall, und in den hauptsächlich nach West gerichteten seitlichen Verschiebungen glaube ich einen Nachklang alter ostwestlicher Druckwirkungen bei einer Querkaltung und Schuppung in den nördlichen Alpen zu erkennen³⁾; Anzeichen für solche Druckwirkung aus östlicher Richtung beim Aufstau der bayerischen und Nordtiroler Alpen — abgesehen von einer südlichen Komponente — hat ja wohl ROTHPLETZ und hauptsächlich seine Münchener Schule unzweifelhaft festgestellt. M. E. haben nicht die Alpen auf das süddeutsche Schollenland schiebend und hebend gewirkt, sondern umgekehrt: Die Alpen innerhalb des großen mediterranen Troges, dieser Geosynklinale erster Ordnung, wurden u. a. vom Nordschenkel des Troges aus, also vom süddeutschen Schollenland, unterschoben.

Weitere ingenieurgeologische Beobachtungen bestärken mich in der Wichtigkeit der Trogtheorie. Auf geologische Grabenbildungen lassen sich Erfahrungen übertragen, die man bei großen Ausschachtungen für Kanäle, Eisenbahneinschnitte usw. gemacht hat, z. B. am Panamakanal. Durch künstliche Schwächung des Zusammenhalts der Erdrinde infolge solcher Ausschachtungen bilden sich in deren Nachbarschaft gegebenenfalls Gleitflächen, welche die Massen und Schichten bogenförmig als Zykloide oder Parabel durchsetzen und daher je nach der Stelle, wo man sie beobachten kann, mehr oder weniger steile bis ganz flache Neigung besitzen; ihre steilsten Partien ähneln Verwerfungen. COLLIN⁴⁾ hat bereits 1846 gezeigt, wie ein Schichtpaket auf einer derartigen Gleitfläche schräg gestellt, steil aufgerichtet werden kann. Bis jetzt war man ziemlich allgemein geneigt, starke Aufrichtung von Schichten, steile Einfallwinkel als Zeichen von Seitendruck, Pressung, Faltung, Überschiebung u. dgl. anzusehen.

³⁾ Vgl. die eingehendere Begründung in KRANZ' Abhandlung, PETERM. Geogr. Mitt.

⁴⁾ A. COLLIN, Recherches expérimentales sur les glissements spontanés des terrains argileux, Paris 1846, Text und Atlas.

Die Steilstellung an Gleitflächen lehrt aber, daß an Böschungen, wie z. B. an den Wänden des Rheintalgrabens, solche Erscheinungen ohne primären Seitendruck, lediglich infolge von Gleitbewegungen bei der tektonischen Grabenbildung entstanden sein können. Durch Gleitbewegungen an großen Ausschachtungen entstehen ferner seitliche Verschiebungen, Zusammenschub mit Zerquetschungen und Zerrung mit Spaltenbildungen, tiefer liegende Hänge werden aufgewölbt, Teile der Einschnitt-Sohlen werden infolge des sekundären Seitendrucks beim Abgleiten nach oben gestaut, was die gefürchteten Sohlenauftriebe hervorruft⁵⁾. Grundwasser kann solche Verlagerungen und Aufbauchungen begünstigen. — Damit erhält die REYERSche Gleittheorie für die Tektonik der Schollengebirge einige Bedeutung.

Weiter sind Versuche und Beobachtungen von Bergwerksdirektor FAYOL (1885) zu berücksichtigen⁶⁾. Er fand u. a., daß sich am Umfang einer wannenförmigen Pinge die Bruchränder nach oben hin domförmig schließen; die Randspalten eines Senkungsgebiets können also — schematisch — in tieferen Schichten nach der Senke hin einfallen, in mittlerer Tiefe etwa senkrecht stehen und in den höchsten Teilen nach außen hin einfallen und hier die Form von Überschiebungen annehmen, ohne in Wirklichkeit Überschiebungen zu sein. Damit verlöre aber auch die Frage nach dem Einfallen der Randspalten des Rheintalgrabens oder des süddeutschen Troges an seinem Ostrand (Donauabbruch am Bayerischen Wald über den Pfahl zum Westrand des Fichtelgebirges und Thüringer Waldes) einen erheblichen Teil ihrer Bedeutung: Sprünge, welche unter die Randgebirge hinab einfallen, müssen also nicht unbedingt Überschiebungen sein, sie können auch obere Teile tief hinabreichender Bruchflächen sein, deren untere Teile nach dem Trog hin einschließen; solche Spalten würden dann aber für eine Heraushebung der ganzen Randgebirge gar nichts beweisen. Damit

⁵⁾ Vgl. namentlich O. LUTZ, Beiträge zur Geologie des Panama-kanales, nach MACDONALD (1913), PETERMANN'S Geogr. Mitt., 1915, S. 350 ff., 389 ff.

⁶⁾ M. FAYOL, Note sur les mouvements de terrain provoqués par l'exploitation des mines, Bull. d. l. Soc. de l'Industrie Minérale, II. Serie, Bd. XIV, St. Etienne 1885.

soll absolute oder relative örtlich beschränkte Hebung namentlich in Randgebieten der süddeutschen Tröge nicht bestritten werden, die Trogtheorie erklärt solche Erscheinungen ja auch ausreichend als Folge regionaler Senkungen. Ich möchte hinzufügen, daß sich auch die Erscheinungen beim Fortschreiten eines bergmännischen Abbaus und seiner Pinge auf große tektonische Verhältnisse übertragen lassen: Randgebiete werden dabei dem Muldeninnern angegliedert, eine Zerrungszone wird Zone der Pressung, auch kann nach Auslösung der Druckspannungen Zerrung eintreten. Damit läßt sich so manche Verknüpfung von Zerrung und Pressung bei geologischen Profilen im Rheintalgraben und in der süddeutschen Schollenlandschaft erklären. Da nämlich ein Absinken in beiden Trögen nicht gleichmäßig und gleichzeitig erfolgt zu sein braucht, dürfen wir Anzeichen von Pressung und Zerrung erwarten, entsprechend den Erscheinungen beim Fortschreiten und bei Unterbrechung des Abbaues einer Pinge. In der Vorgeschichte des Rheintalgrabens sind solche zeitlichen und örtlichen Schwankungen des Einsinkens im Tertiär und Diluvium nachgewiesen, beim süddeutschen Schollenland halte ich sie für wahrscheinlich, neue morphologische Studien und vor allem die im Gang befindliche geologische Spezialkartierung Süddeutschlands müssen aber erweisen, ob das tatsächlich so ist, ob wir also nicht auch im süddeutschen Schollenland ebenso wie im Rheintalgraben mit mehreren zeitlich getrennten und örtlich schwankenden Perioden tektonischer Bewegungen zu rechnen haben. Die größeren Verwerfungssysteme Schwabens hält man im allgemeinen für tertiär, es sind aber auch bereits hier diluviale Störungen bekannt.

Besonders einleuchtend erklärt die Trogtheorie jene Erscheinungen, die man im tiefen Untergrund des Rheingrabens zugunsten einer absoluten Heraushebung selbst des Rheintals gelten lassen wollte: Bei dem gewaltigen Gesamtbetrag der Verschiebungen von rund 4000 m im südlichen Teil des Grabens sind die schwachen Mulden und Sättel zwischen echten Brüchen und Überschiebungen im elsässischen Kaligebiet⁷⁾ lediglich Anzeichen von Pressung im Gefolge der Absenkung des Grabeninnern, denn

⁷⁾ Vgl. besonders W. WAGNER, Neuere Ergebnisse über die Gliederung und die Lagerung des Tertiärs im Kalisalzgebiet des Oberelsaß, Mitteil. Philomat. Gesellsch. Els.-Lothr., IV, 1912 (1913), S. 743—764, Taf. XIII.

sie liegen innerhalb der normalen Pressungszone dieses Troges. Daß es trotz der großen Tiefe des Einbruchs nicht zu stärkerer Faltenbildung und Erhebung eines wenn auch kleinen Kettengebirges im Rheingraben kam, ist ein deutlicher Hinweis auf die verhältnismäßig geringe Kraft und die sekundäre Natur der Pressungserscheinungen dort; das primäre bleibt hier offenbar die Senkung.

Eine Theorie, die in vielen Punkten so der jetzigen Lehrmeinung oder Mode von absoluten Hebungen, weitreichenden Undulationen und anderen Anschauungen widerspricht, wie die Trogtheorie, wird natürlich vielerorts Widerstand finden. Auch muß sich erst erweisen, ob sie zu Recht besteht; man kann darüber vorläufig nur Vermutungen aussprechen. Ich bin aber der Ansicht, daß es kein Nachteil wäre, wenn die Ergebnisse dieser und ähnlicher Erfahrungen der Ingenieurtechnik bei tektonischen und vulkanologischen Problemen mehr als bisher herangezogen würden, selbst wenn sich dabei manches als irrig erweisen sollte.

11. Das Diluvium der Gegend von Tschemely an der Schtschara.

Von Herrn WALTER RETTSCHLAG in Bernau (Mark).

(Hierzu 1 Textfigur.)

Das Tal der Schtschara in der Gegend von Bitten wird behandelt in einer Arbeit von PAUL WOLDSTEDT¹⁾, welche kürzlich erschienen ist. Es ist dies ein Grund mehr für mich, einige Beobachtungen zusammenzufassen, die ich wenig südlich von Bitten, bei Tschemely, im Winter 1915 auf 1916 und im Sommer 1916 gemacht habe.

An der Stelle, wo die Schtschara aus ihrer bisher westlichen Richtung nach N umbiegt, erhebt sich wie eine Insel ein Stück Diluvialhochfläche, begrenzt von den sumpfigen Niederungen der Schtschara im O, der Grywda im W und

¹⁾ PAUL WOLDSTEDT „Die Durchbrüche von Schtschara und Bug durch den westrussischen Landrücken“, Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. zu Berlin, 1920, Nr. 5-7.

N, von größeren Sümpfen im S (Karte des westlichen Rußlands 1:100000, Blatt Bitten). In der Nachbarschaft bezeichnen ähnliche Inseln, kleinere und größere, diese Zone des Übergangs von den einheitlicheren Sumpfflächen des Polessjegebietes im S und SO zu den zusammenhängenden Diluvialhochflächen im N. Wenn man, auf den Randhöhen unmittelbar nördlich von Tschemely stehend, hinüberschaut über die ebene, sumpfige Talfläche mit ihrem spärlichen Buschwerk, weit hinüber bis zu dem kräftigen Anstieg bei Poststation Tschemely, den Hochwald so schön markiert, so glaubt man, irgendwo an einem norddeutschen Urstromtal zu stehen. Hart an dem Westrand dieses Urstromtales fließt hier die Schtschara, mäandrierend und altwasserbildend. Nennenswerte Torfbildung scheint in der weiten Talfläche nicht stattgefunden zu haben, denn Schützenlöcher, wie sie bei den Kämpfen seinerzeit etwas östlich der Schtschara ausgehoben waren, standen mit knapp Spatenttiefe schon in weißem Sand.

Das Gebiet westlich und nordwestlich Tschemely nun ist aufgebaut aus Sanden. Eine ganze Anzahl von Aufschlüssen war seinerzeit entstanden (Fig. 1), und zwar an der großen Straße, die das Gebiet in nordöstlicher Richtung durchschneidet, und an dem Wege, der von Tschemely nach dem Doppeldorf Gnoino-Domonowo führt (Knüppel-



Fig. 1. Karte der Gegend nördlich von Tschemely. 1:50000.

a = Aufschlüsse, s = Schützengraben, Sgr = größere Sandgruben.
I, II und III = Steinbestreuung.

dammbau). Diese Aufschlüsse, teilweise 2—3 m tief, zeigten einheitlich zu unterst feinen, hellen bis reinweißen Sand, wohlgeschichtet und meist geschiebelos. Nur ganz selten wurden in diesem Sande vereinzelte Geschiebe gefunden. In den meisten Aufschlüssen zeigte sich lediglich der geschichtete Sand, hin und wieder mit deutlicher Kreuzschichtung, bisweilen mit eingelagerten Kiesbänken. Nördlich der großen Straße, oben auf einer Kuppe, die das Tal weithin beherrscht und durch einen deutschen Schützengraben gut aufgeschlossen war, sah man eine Bank aus groben Geschieben, scharf abgesetzt gegen den weißen, feingeschichteten, geschiebelosen Sand darunter. Leider war es mir damals nicht möglich, diesen Geschiebereichtum auszubeuten. Im Gegensatz zu all diesen geschichteten Bildungen aber ließ sich in einigen Aufgrabungen etwa halbwegs zwischen Tschemely und Domonowo und in zwei Sandgruben zu beiden Seiten der großen Straße, etwas westlich von der Schtscharabrücke, nachweisen, daß über geschichtetem weißen Sand vollkommen ungeschichtete, gelbe bis rostbraune, geschiebeführende Sande auftreten. Nach der Grenze gegen die geschichteten Sande zu wird die Geschiebeführung gelegentlich sehr stark. Ich habe damals diese ungeschichteten, geschiebeführenden Sande als Geschiebesand („Oberer Sand“) im Sinne WAHNSCHAFFES aufgefaßt und sehe bisher keine Gründe, die gegen diese Auffassung sprechen. Dann wären aber die geschichteten Bildungen, die diese Grundmoräne unterlagern, „Unterer Sand“ und also nicht etwa die Sanderbildungen, die zu der weiter nördlich nachgewiesenen Randlage der letzten Vereisung gehören. Anders ausgedrückt, die Sanderbildungen der „Mielniker Randlage“ (nach WOLDSTEDT) haben nicht bis in die Gegend von Tschemely gereicht.

Südlich von dem hier betrachteten Gebiet habe ich den geschichteten Sand, gelegentlich in einzelnen Lagen braun-gefärbt, aber zum Leidwesen des Geschiebesammlers stets geschiebelos, weit verbreitet gefunden, so am Westausgang von Jaglewicze (diese wie die folgenden Ortschaften auf Blatt Swataja Wolja der Karte 1:100000), dann nordwestlich vom Kirchhofshügel dieses Dorfes, ferner westlich von Jolki, am Kirchhofshügel von Jablonka, in Zytlin, bei Swataja Wolja usw. Nur auf den Hügeln südlich und südwestlich Jablonka habe ich vereinzelte Steine, darunter

Feuerstein, oberflächlich herumliegend gefunden. Wiederholt treten in diesem ganzen Gebiet Dünen auf.

Von Anfang an hatte ich es darauf abgesehen, Sedimentärgeschiebe zu sammeln. Ich wurde aber in der Gegend von Tschemely insofern sehr enttäuscht, als zunächst unter den vereinzeltten Geschieben der geschichteten Sande und Kiese ebensowenig bestimmbare Sedimentärgeschiebe zu finden waren wie in dem reicheren Geschiebmaterial des oberen Sandes. Außer den überall vorkommenden Feuersteinen fand ich nur einzelne Quarzite jedenfalls kambrischen Alters, daneben das übliche Durcheinander der Massengesteine und kristallinen Schiefer aller Art. Da kam ich auf die ausgedehnten steinbestreuten Flächen (I, II, III des Kärtchens) unmittelbar nördlich von Tschemely. Ihre Entstehung war sogleich klar. Aus den hier in verschiedenen Horizonten anstehenden Kies- und Geröllbänken wird durch die vorherrschenden Westwinde das ganze feinere Material herausgeblasen. Davon kann man sich überzeugen, wenn man bei kräftigem Winde (schätzungsweise 6—8 m/sec) etwa von der Schtschara-Brücke kommend durch die Niederung nach dem Dorf zu geht und nun von den Steilhängen her den scharf prickelnden Sand ins Gesicht geweht bekommt. Weit kommt dieser Flugsand freilich nicht. Höchstens wird er in die Schtschara geweht. Bei diesem beständigen Ausblasen bleiben selbstverständlich alle gröberen Teile, also auch alle nennenswerten Geschiebe liegen und werden nach und nach auf der Oberfläche der überwehten Schichten angereichert. Ein sehr großer Teil der Geschiebe dieser Flächen zeigt Windschliffwirkung. Beim Suchen nach solchen Windkantern nun fand ich eines Tages Geschiebe mit Fossilien und habe von da ab einiges Material zusammengebracht. Es scheint aber fast so, als ob die Sedimentärgeschiebe nur in ganz bestimmten Lagen vorkommen, denn meine ganze Ausbeute stammt von gewissen Stellen der Steinflächen I und III, nicht ein einziges Stück von II. Selbstverständlich gibt dieses spärliche Material, durchweg kleine Geschiebe von wenigen Zentimetern Durchmesser, zum Teil winzige Brocken, weil größere eben nicht zu finden waren, in keiner Weise ein erschöpfendes Bild von der Geschiebeführung im Diluvium der betrachteten Gegend. Unter einem halben Schock Sedimentärgeschiebe, die ich nach und nach zusammenbekam, werden gerade die selteneren

und vielleicht unterscheidenden Arten fehlen. Um aber zu zeigen, wie weit die häufigsten Geschiebe von Tschemely mit denen etwa der Mark Brandenburg übereinstimmen, gebe ich folgende Liste:

Sedimentärgeschiebe von Tschemely.

1. Unteres Kambrium: Rote und violette Quarzite.
2. Untersilur:
 - a) Hellroter Kalk mit kleinem Pygidium von *Asaphus* sp., jedenfalls zum „Roten Orthocerenkalk“ gehörig.
 - b) Grauer Kalk mit Bruchstück eines *Orthoceras* sp., wohl „Oberer grauer Orthocerenkalk“.
 - c) Grünlichgrauer Kalk mit kleinem Pygidium von *Chasmops* sp., „Rollsteinkalk“.
 - d) Weiße Krinoidenstielglieder in weißlichgrauem Gestein, „Untersilur. Krinoidenkalk“.
3. Obersilur:
 - a) Grauer Kalk mit zwei Schälchen von *Leperditia* sp., Gruppe der „Leperditiengesteine“.
 - b) Einzelkelch von *Zaphrentis* sp., Stücke von *Calamopora* u. a., „Gotländer Korallenkalk“.
 - c) Kalk mit *Chonetes striatella*, *Rhynchonella nucula*, Krinoidenstielgliedern, auch mit kleinen Schnecken; eine ganze Anzahl solcher Geschiebe, aber in keinem einzigen davon Beyrichien, „Choneteskalk“.
4. Obere Kreide:

Bruchstück von *Ventriculites* sp., Feuerstein mit Abdruck von Ambulakralplatten eines Seeigels, zahllose Feuersteine; „Schreibkreide“.

Dünen kommen im Gebiet von Tschemely z. B. unmittelbar an und zwischen den nördlichsten Häusern des Dorfes vor. Hier war damals in Einschnitten und bei Grabungen festzustellen, daß auf Dünensand eine schwärzliche Kulturschicht, zwischen 1 und 2 dm mächtig, liegt, mit Scherben, Knochenresten, Schlacken, bedeckt durch Dünensand. Anscheinend stammt diese Kulturschicht aber erst aus geschichtlicher Zeit.

Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Die Versorgung Ostpreußens mit Rohstoffen aus heimischen Lagerstätten. Aus: „Hartungsche Zeitung“ 1920.
- ARNDT, HEINRICH, REIS, OTTO M. u. SCHWAGER, ADOLF: Übersicht der Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz. Aus: Geognost. Jahresh. 1918/19, XXXI u. XXXII. München 1920.
- BRANDLER-PRACHT, KARL: Die Sintflut kommt wieder. Berlin 1920.
- V. BÜLOW, KURD: Merkblatt für landwirtschaftliche und technische Torfverwertung und Moornutzung. Mitteilungen aus dem Geol. Institut der Universität Greifswald I. Greifswald 1920.
- V. BÜLOW - TRUMMER, E. U.: Die Bodenschätze Oberschlesiens, II. Mitteilungen aus dem Geol. Institut der Universität Greifswald I. Greifswald 1920.
- DALL, W. U.: Biography of Spencer Fullerton Baird. Philadelphia. London 1915.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Zur Tektonik des Büchenberges im Mittelharz. Aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1914, XXXV, I. Berlin.
- Über metamorphe Gesteine in Mazedonien. Aus: Sitz.-Ber. Pr. Akad. Wiss., phys. math. Kl. XXXII. Berlin 1920.
 - Mechanische Probleme bei der Bildung kristalliner Schiefer. Aus: „Die Naturwissenschaften“, 1920.
 - Über Schieferung und Schichtung in kristallinen Schiefern. Aus: Zentralbl. Min., 1918. Stuttgart 1918.
 - Über den Granitporphyrgang am Bahnhof Elbingerode. Aus: Z. d. G. G., 67. Berlin 1915.
 - Über die Entstehungsweise gemischter Gänge u. basischer Randzonen. Aus: Chemie der Erde, I. Jena.
 - Über Einschlüsse u. Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen. Aus: Fortschritte der Min., Kristall. u. Petrogr., 5. Jena.
 - Petrographische Untersuchungen an einigen Granitschieferkontakten der Pyrenäen. Aus: N. J. Min., B.-Bd. XXXVII. Stuttgart 1920.
 - Zur Geologie des Brockenmassivs. Aus: 7. Jahresber. Nieders. Geol. Ver. Hannover. Hannover 1914.
 - Geologischer Führer für die Exkursion im Harz. Aus: Führer zu den Exkursionen der D. Geol. Ges. im August 1914.
 - 1. Zur Oberflächengestaltung des Mittelharzes. 2. Über Blockströme am Ostrand des Brockengranitgebietes. Aus: 7. Jahresber. Nieders. Geol. Ver. Hannover. Hannover 1914.
 - Über die Bildungsweise der Erstarrungsgesteine. Aus: Geol. Rundschau, VII. Leipzig.
- FOSHAG, WILLIAM F.: Some recent accessions to the Mineral collections of the United States National Museum. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus., 58. Washington 1920.
- GRIPP, K.: Über den Gipsberg in Segeberg und die in ihm vorhandene Höhle. Jahrb. Hamb. Wissenschaftl. Anstalten, XXX, 1912. 6. Beiheft. Mitteil. aus dem Min.-Geol. Institut. Hamburg 1913.
- Über eine untermiocäne Molluskenfauna von Itzehoe. Jahrb. Hamb. Wissenschaftl. Anstalten, XXXI, 1913. 5. Beiheft. Mitteil. aus dem Min.-Geol. Institut. Hamburg 1914.
 - Über das marine Altmiocän im Nordseebecken. Aus: N. J. Min., B.-Bd. XLI. Stuttgart 1915.

- HERMANN, RUDOLF: Die Anzapfung des Alto-Pavana-Uruguay und die Entstehung der Laguna Gorá. Aus: Z. Deutsch. Wissenschaftl. Ver. zur Kultur- und Landeskunde Argentinien, VI. Buenos Aires 1920.
- JAEKEL, OTTO: Glaziale Schollen in Rügen. Abhandlungen aus dem geol. paläont. Institut der Universität Greifswald I. Greifswald 1920.
- KLINGHARDT, F.: Die Rudisten, vergleichende Anatomie und Biologie der Rudisten nebst Gedanken über zoologisch-paläontolog. Probleme, Teil IV, Atlas und eingehende Figurenbeschreibung. Greifswald 1920.
- KOCH, E., GRIPP, K. u. FRANKE, A.: Die staatlichen Tiefbohrungen XIV, XV, XVI, XVII in den Vierlanden bei Hamburg. Jahrb. Hamburg. Wissenschaftl. Anstalten XXIX, 1911. 4. Beiheft. Mitteilungen aus dem Min.-Geol. Institut. Hamburg 1912.
- MERRILL, GEORGE P.: Notes on the Meteorite of Estherville, Iowa, with especial reference to its included „Peckhamite“ and probable metamorphic nature. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus., 58. Washington 1920.
- QUAAS, A.: Löß- und lößähnliche Bildungen am Niederrhein. Aus: N. J. Min., B.-Bd. XLIV. Stuttgart 1920.
- RANGE, PAUL: Geologisches Profil von Swakopmund nach Tsumeb in Südwestafrika. Aus: Mitt. aus den deutschen Schutzgebieten. 32. Berlin 1920.
- Zur Wasserstellenkunde des Namalandes. Aus: Mitt. aus den deutschen Schutzgebieten. 32. Berlin 1920.
 - Die tägliche Wärmeschwankung an der Oberfläche des Bodens im heißen ariden Klima. Aus: Meteorol. Zeitschr., Braunschweig 1920.
 - Beiträge zur Kriegsgeologie. Aus: Z. D. G. G., 71. Berlin 1919.
 - Kleine Mitteilungen. Aus: Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1919.
 - u. REINISCH, R.: Beiträge zur Petrographie Deutsch-Südwestafrikas. Aus: Z. D. G. G., 69. Berlin 1917.
 - Die Ergebnisse des Wassersuchens mit der Wünschelrute in Südwestafrika und im Orient. Aus: „Die Wünschelrute“, IX. Leipzig 1920.
- V. SCHANNON, CARL: Notes on Anglesite, Anthophyllite, Calcite, Dotolite, Sillimanite, Stilpnomelane, Tetrahedrite and Triplite. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus., 58. Washington 1920.
- Recent Accessions in the division of applied Geology. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus., 58. Washington 1920.
 - Analyses and optical properties of amesite and corundophilite from Chester, Massachusetts, and of chromium-bearing cheorites from California and Wyoming. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus., 58. Washington 1920.
 - Some minerals from the old Tungsten Mine at Long Hill in Trumbull, Connecticut. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus., 58. Washington 1920.
- WALTHER, JOH.: Geologie von Deutschland. Leipzig 1921.
- WICHMANN, ARTHUR: Ein geologischer Wegelagerer. Utrecht 1920.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 11.

73. Band.

1921.

Berlin 1922.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.



INHALT.

Seite

Protokoll der Sitzung am 2. November 1921 241

Vorträge:

✓ BEYSCHLAG, F.: Die Steinkohlenbildung im Gebiet der mittleren Saale bei Halle. (Mit 1 Textfigur) . . . 242

Briefliche Mitteilungen:

12. ✓ KEILHACK, K.: Der Rabutzer Beckenton und das Alter seiner Hangendschichten in Beziehung zur Ausdehnung des letzten Inlandeises. (Mit 3 Textfiguren) 251

13. ✓ QUIRING, H.: Eiszeit und Gebirgsbildung. (Mit 1 Textfigur) 261

14. ✓ HESS V. WICHENDORFF, H.: Über das Vorkommen von natürlichen Erdbrandgesteinen am sog. Römerkeller bei Kl. Leipisch in der Niederlausitz 269

15. ✓ KRAUS, ERNST.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des reichsländischen Buntsandsteins . . . 278

Neueingänge der Bibliothek 287

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1922

Vorsitzender:	Herr POMPECKJ	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	„ RAUFF	„	JANENSCH
Vorsitzende:	„ DEECKE-Freiburg i. Br.	„	LEUCHS-München
Schatzmeister:	„ PICARD	„	SOLGER
Archivar:	„ DIENST		

Beirat für das Jahr 1922

Die Herren: BERGEAT-Königsberg, BUXTORF-Basel, KRUSCH-Berlin, MADSEN-Kopenhagen, STILLE-Göttingen, STREMMER-Danzig, Frh. STROMER v. REICHENBACH-München, SUSS-Wien, O. WILCKENS-Bonn.

—□—

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahrenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Oberschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

—□—

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bergrat Professor Dr. Bärtling**, Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E. V. zu überweisen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 11.

1921.

Protokoll der Sitzung am 2. November 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende macht von dem Ableben des Herrn Dr. E. HÖHNE Mitteilung und widmet ihm Worte des Andenkens. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von den Sitzen.

Sodann begrüßt der Vorsitzende die Versammlung zur ersten Vereinigung nach den Ferien, indem er kurz die traurigen, für den deutschen Bergbau und die geologische Wissenschaft so bedeutungsvollen politischen Ereignisse der Zwischenzeit streift.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. A. SPIEGEL in Darmstadt, vorgeschlagen von den Herren P. G. KRAUSE, BÄRTLING und DIENST, die *Rohmaterialienverwertungsgesellschaft Wendt & Co.* in Berlin, vorgeschlagen von den Herren SCHNEIDER, GOTHAN und DIENST,

Herr konz. Markscheider ADOLF BRUNE in Gahmen bei Lünen, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, BRÜCK und BÄRTLING,

Herr Studienrat Dr. RUSEWALD in Wanne, vorgeschlagen von den Herren KUKUK, BRAUN und OESTREICH,

Herr Hauptkonservator am Naturalienkabinett Dr. THEODOR SCHNEID in Bamberg,

Herr Assistent Dr. JOACHIM SCHRÖDER in München,

Herr Studienrat Dr. ANTON GISSER in München, vorgeschlagen von den Herren BROILI, Frh. v. STROMEYER und BODEN,

Herr Studienrat Prof. HERMANN QUANTZ in Gronau i. Westf., vorgeschlagen von den Herren JOH. BÖHM, DIENST und BÄRTLING,

Herr FRIEDRICH BUSCHENDORF in Clausthal i. Harz,
vorgeschlagen von den Herren WILLRUTH,
K. A. WEBER und WEICKARDT,

Herr Bergrat HANS BARRY in Clausthal i. Harz, vor-
geschlagen von den Herren A. STAHL, DIENST und
BÄRTLING.

Der Vorsitzende gibt darauf eine kurze Wiederholung einiger wichtiger Entscheidungen der letzten Hauptversammlung in Darmstadt. Er teilt ferner mit, daß die Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft der Gesellschaft für das laufende Jahr einen Zuschuß von 20 000 M. für ihre Veröffentlichungen bewilligt hat.

Herr F. BEYSCHLAG spricht über
**Die Steinkohlenbildung im Gebiet der mittleren Saale
bei Halle.**

(Mit 1 Textfigur.)

**1. Die nördliche Begrenzung der karbo-
nischen Steinkohlenablagerung und ihre
Lagerung längs der preußisch-anhaltischen
Grenze.**

Die in der variskischen Halleschen Mulde seinerzeit von WERNER v. VELTHEIM als „Altes Sandsteingebirge“ zusammengefaßten Bildungen des Jüngeren Karbons und Rotliegenden lagern im W auf dem Devon des Harzes, im O auf dem Silur der Leipziger Gegend und im NO auf der kulmischen Paschlebener Grauwacke; sie werden quer überlagert von der herzynisch streichenden Mansfelder Mulde und dem Südflügel der Magdeburg—Halberstädter subherzynischen Mulde.

Gliederung und Tektonik der Halleschen Mulde wurden auf Grund von Ergebnissen fiskalischer Tiefbohrungen und einer anschließenden Neukartierung gegen Schluß vorigen Jahrhunderts von BEYSCHLAG und v. FRITSCHE dargestellt und damit ältere, irrige Vorstellungen von LASPEYRES beseitigt. Es ergab sich eine am Ostharz beginnende regelmäßige Schichtenfolge des nordöstlich streichenden Karbons in Grillenberger, Mansfelder und Wettiner Schichten (= Untere, Mittlere und Obere Ottweiler Schichten), deren letztere die früher in den fiskalischen Bergwerken von Wettin und Löbejün, jetzt noch in der östlich anschließenden Steinkohlengrube Karl Moritz bei Plötz abgebauten Stein-

kohlenflöze enthalten. Die flözführenden Karbonschichten sind von Unterrotliegendem bedeckt, das den Innenraum der Halleschen Mulde einnimmt; es gliedert sich in den einen großen Teil der Wettiner Schichten unmittelbar bedeckenden Älteren (Landsberg-Löbejüner) Porphyry, die darüber folgenden Rotliegend-Sedimente („Zwischenschichten“), die Jüngeren (Petersberger und Wettiner) Porphyry und das auf den innersten Muldentheil beschränkte Unterrotliegend-Sediment von Sennewitz.

Der gewaltige Deckenerguß des Älteren Porphyrs, der das Rotliegende einleitet¹⁾, hat an seinem Nordrande zwischen fingerförmigen Ausläufern der Lavamasse die unter ihn einfallenden Steinkohlenflöze von Löbejün randlich emporgepreßt und zu einer engen Schleife zusammengeschoben. In sorgfältigen Darstellungen sind diese Verhältnisse von den seinerzeit in Löbejün tätigen Grubenbeamten durch Wort und Bild überliefert worden. Auch v. VELTHEIM beschreibt die von ihm selbst beobachteten Kontaktwirkungen des Porphyrs auf den gehärteten und veränderten Schiefer und die örtlich in Anthrazit umgewandelte Steinkohle.

Bei der Richtigstellung der LASPEYRESSchen irrigen Vorstellung von einer Sattelstellung der Schichten im Saale-Profil zwischen Dobis, Rothenburg und Cönnern mußte die damit zusammenhängende, von LASPEYRES aufgestellte Sattelbildung am Nordwestrande des Wettiner Kohlengebietes als unhaltbar fortfallen. An ihre Stelle trat auf der Strecke von Dobis bis kurz vor Löbejün der einfache Muldenrand der südwärts einfallenden Wettiner Schichten. Diese Umdeutung der Lagerungsform wurde aber seinerzeit von mir weiter gegen O hin auch auf den von LASPEYRES aufgestellten „Fuhner Sattel“ der Wettiner Schichten der Strecke von Löbejün bis über Plötz hinaus ausgedehnt und auch auf dieser Strecke nur ein einfacher nördlicher Muldenrand der südlich einfallenden Schichten angenommen. Neuere Erfahrungen, erneut angestellte Erwägungen und einige neuere Aufschlüsse führen zu einer Berichtigung dieser Anschauung und lassen aus der Kombination der freilich nur äußerst sporadisch aus der geschlossenen Diluvialdecke hervortretenden älteren Gesteinsmassen an Stelle des behaupteten Muldenrandes den LASPEYRESSchen „Fuhner

¹⁾ Der Wettiner „Hangende Muschelschiefer“ unmittelbar unter dem Älteren Porphyry muß wegen seiner Walchienführung noch zum Unterrotliegenden gerechnet werden.

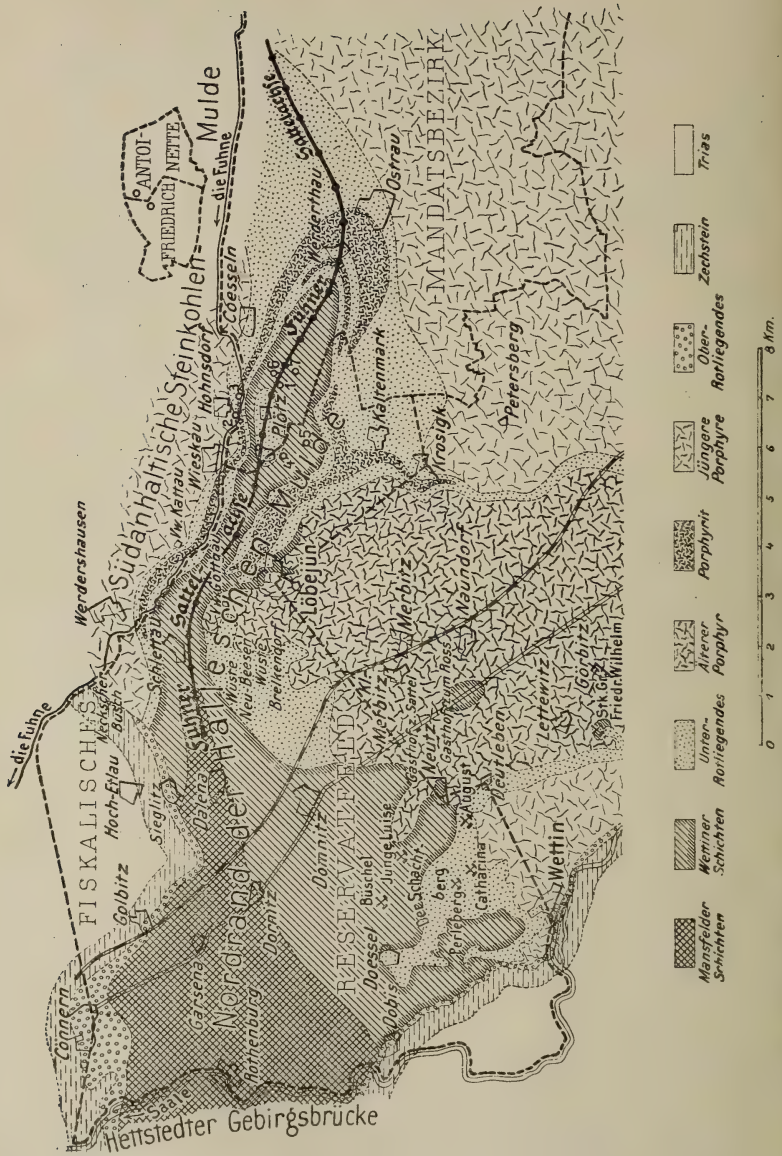


Fig. 1.

Sattel“ in erweiterter und veränderter Form wieder aufleben (s. Fig. 1). Im Sattelkern wurde, von W her an die Schichten des Saale-Durchbruchs Cönnern-Dobis angeschlossen beginnend und gegen O hin sich immer mehr verschmälernd und zuspitzend, die Arkose der Mansfelder Schichten über Dornitz und Dalena bis in die Nähe von Schlettau verfolgt, von wo an die Wettiner Schichten — zunächst zwar in tauber Fazies, aber bei Schlettau Wettiner Flora enthaltend — den Sattelkern umfassen und sich weiter über den „Fuhner Sattel“ bis Plötz und Werderthau verfolgen lassen.

Bei dieser Vorstellung würde der Porphyr des Neckschen Busches an der Fuhne, unfern Werdershausen, ein dem Unterrotliegenden angehörender, in die Gruppe der Jüngeren Porphyre (nicht, wie bisher von mir angenommen, in die eruptivgesteinsfreien Mansfelder Schichten) gehöriger Erguß sein, der den Nordflügel des Fuhner Sattels auf seiner ganzen Erstreckung längs der anhaltischen Landesgrenze begleitet. Ihm gehören wohl auch die kleinen, aus dem Diluvium aufragenden Porphyrkuppen von Kattau, Wieskau und Ostrau an.

Diese Anschauung vom rotliegenden Alter der Quarzporphyre findet eine wesentliche Stütze in dem Umstand, daß das charakteristische Porphyritlager des Zschietschenberges vom Südflügel des „Fuhner Sattels“ in der gleichen stratigraphischen Stellung als Lager im Unterrotliegenden auf dem Nordflügel zwischen Werdershausen und Kattau sich wiederholt. Auch die an letzterem Orte vorkommenden Kalke passen durchaus in das Unterrotliegende. Bei Plötz selbst erweitert sich der Karbonsattel durch eine in die Sattelachse sich einfügende Spezialmulde, die das bisherige Baufeld der Grube Karl Moritz umschließt. Dieses selbst ist, ähnlich dem alten Löbejüner Felde, durch vorzugsweise herzynisch streichende flache Querfalten und Verwerfungen in sich zergliedert.

Der Nordflügel des „Fuhner Sattels“ senkt sich rasch zu einer neuen Mulde, der Südanhaltischen Kohlenmulde ein, in der die Bohrung Hohnsdorf einen Kohlenschmitz der Wettiner Schichten erst in etwa 400 m Tiefe antraf. Der gleichen großen Anhaltischen Mulde, die sich bis in die Gegend von Bitterfeld erstrecken dürfte, gehören die Steinkohlenfunde an, die im Felde der Braunkohlengrube Minna Anna zu den Steinkohlenverleihungen Friedrich bei Görzig und Antoinette bei Schortewitz führten. Die Funde liegen

hier nur in etwa 70—100 m Tiefe. Daraus geht hervor, daß sich hier das flözführende Karbon offenbar in einem neuen nördlichen Spezialsattel hoch emporhebt. Wie weit es den Innenraum der Anhaltischen Mulde erfüllt, ist unbekannt; doch konnten produktive Wettiner Schichten am Nordrand der Mulde, nämlich am Paschlebener Grauwacken-Vorsprung nicht gefunden werden. Um so auffallender ist es, daß die noch weiter gegen N gelegene Bohrung Zeuden Steinkohle gefunden zu haben scheint, wie die — freilich etwas unsichere — Bohrmehlprobe zeigt.

Sind auch infolge der durch starke Diluvialbedeckung behinderten, auf Bohr- und Grubenaufschlüsse beschränkten Beobachtungsmöglichkeit die Einzelheiten der Tektonik und des Verlaufs des „Fuhner Sattels“ und der anschließenden Südanhaltischen Mulde noch unzureichend geklärt, so ist doch von dem gegenwärtig durch die Gelsenkirchener Bergwerksgesellschaft geführten Bergbau bei Plötz und der ziemlich regen Bohrtätigkeit in jener Gegend demnächst wohl mancherlei Aufschluß und der Nachweis einer weiteren erheblichen Ausdehnung der Steinkohle in der Umgebung von Plötz und der Südanhaltischen Mulde zu erwarten.

2. Gibt es in den unterrotliegenden „Zwischenschichten“ eine Steinkohlenbildung?

Neuerdings hat Herr Dr. WEIGELT die für Schürflustige leicht verhängnisvolle Behauptung aufgestellt, daß außer der altbekannten Kohleführung der Wettiner Schichten noch eine zweite, jüngere Steinkohlenablagerung in den unterrotliegenden „Zwischenschichten“, also zwischen dem Älteren und den Jüngeren Porphyren vorhanden, aber bisher übersehen oder verkannt worden sei.

Die am Rande der Oberflächenverbreitung des Älteren Porphyrs gelegenen, seit langem erloschenen Steinkohlenbergwerke Friedrich Wilhelm bei Lettewitz, Humboldt bei Dölau, Karl Hermann an der Klinke bei Brachwitz und endlich bei Giebichenstein—Wittekind hätten sämtlich nicht, wie bisher angenommen, karbonische Kohlen der Wettiner Schichten, sondern vielmehr Rotliegend Kohlen des „Zwischensediments“ gebaut. Diese Kohlenablagerungen seien daher auch nicht, wie man bisher angenommen, in randlichen Buchten des mächtigen Porphyregusses zwischen den fingerförmigen Ausläufern der Lavanasse emporgepresste Kohlenflöze der Wettiner Schichten, wie man solche allerdings bei Löbejün unter derartigen Verhältnissen kenne,

es seien vielmehr Rotliegend-Kohlen, die zwischen vorwiegend herzynisch streichenden Verwerfungen grabenartig eingesunken seien; ihre weitere Verfolgung in den weniger gestörten Teilen des Zwischensediments sei demnach aussichtsreich und notwendig.

Diese Annahme ist nicht nur völlig unbewiesen, sondern sicher falsch. Abgesehen davon, daß bisher an keiner der zahlreichen Stellen, wo Schächte und Bohrlöcher im ganzen Gebiet das Rotliegende durchteuft haben, ein Steinkohlenflöz nachgewiesen wurde, läßt sich aus folgenden Gründen das karbonische Alter jener vorgenannten Steinkohlenablagerungen mit voller Sicherheit erweisen:

- a) Die Störungserscheinungen durch Aufpressung der Flöze und ihrer Begleitschichten beschränken sich auf die Karbonschichten an der Grenze gegen Älteren Porphyry, also auf das Liegende des Porphyrs, sie fehlen allen Rotliegendebildungen am Rande der Jüngeren Porphyre und müssen daher vom Älteren Porphyry verursacht sein.
- b) Die von Herrn WEIGELT angenommenen Grabenverwerfungen sind nirgends beobachtbar, sie sind ausnahmslos auf theoretische Annahmen gegründete, am grünen Tisch gemachte Konstruktionen. Die von WEIGELT als „Kippschollenkreuzung“ bezeichnete, aus dem Harz auf das Saalegebiet übertragene Vorstellung von der Zerstückelung der Schichten durch Verwerfungen ist durch den Wettiner, Löbejüner und Plötzer Bergbau seit langem bekannt und, soweit wirklich beobachtbar, zuerst von LASPEYRES, später nochmals von mir kartographisch so genau wie möglich festgelegt und veröffentlicht; sie wird natürlich auch die Porphyre ergriffen haben, wenngleich die Festigkeits- und Elastizitätsverhältnisse hier andere sind als in den Sedimenten; sie ist aber hier stets schwerer zu beobachten und unter der Diluvialbedeckung nicht zu verfolgen.
- c) Bei Dölau, Lettewitz und Giebichenstein ist in den kohleführenden Schiefern eine unzweifelhaft oberkarbonische (Wettiner) Flora vorhanden; sie unterscheidet sich klar und deutlich von der rotliegenden Flora der „Zwischenschichten“.
- d) Das einst bei Dölau und bei der Klinke gebaute Steinkohlenflöz ist mit dem Wettiner Oberflöz identisch; es wird hier wie dort überdeckt von der gleichen Schichtenfolge: hangender Kalkstein, hangender Sand-

stein, hangender Muschelschiefer. Es besteht also Übereinstimmung in den Profilen dieser stark gestörten Steinkohlenvorkommen mit Wettin und Löbejün.

- e) In Giebichenstein sind die an der Grenze des Älteren Porphyrs aufgerichteten und überkippten flözführenden Schichten genau wie in Löbejün kontaktmetamorph verändert („Giebichensteiner Marmor“) und von kleinen Porphyrgängen durchbrochen. Die Kohle selbst ist örtlich, wie bei Löbejün, durch den Kontakt anthrazitisiert, demnach müssen die kohleführenden Schichten älter sein als der Ältere Porphyr, von dem diese Veränderungen ausgehen.

3. Ist die Steinkohlenbildung des Saalegebiets autochthon oder allochthon?

In der Diskussion zu einem Vortrag des verstorbenen Geheimen Bergrats RICHTER über die Kohlenvorkommen bei Ilfeld bemerkte J. WALTHER (Jahrb. des Halleschen Verbandes 1920, Heft 2, S. 48): „Ich möchte zunächst der weitverbreiteten Ansicht entgegenreten, als ob man mit dem Ausdruck „autochthon“ oder „allochthon“ irgend eine wissenschaftliche Seite des Kohlenproblems entscheiden könnte. Nach meiner Auffassung sind alle bauwürdigen Kohlenflöze bodenständig (autochthon) entstanden; nur die aschenreichen wertlosen Kohlen sind durch Umlagerung bodenfremd aufgehäuft worden.“

Ich bezweifle, daß viele Fachmänner diesen Standpunkt teilen, und ich möchte im Interesse einer klaren, wissenschaftlich bedeutsamen und praktisch unentbehrlichen Unterscheidung der verschiedenartigen Kohlenvorkommen die Begriffe „allochthon und autochthon“ — freilich wohl in etwas anderem Sinne, als es WALTHER annimmt — aufrechterhalten wissen.

Für mich ist ein Teil der Steinkohle des Saalegebiets der Typus allochthoner Kohle, und ich stütze mich bei dieser Auffassung auf meine eigenen Wahrnehmungen. Bin ich doch heute vermutlich fast der einzige lebende Geologe, der die Wettiner Baue — wenigstens in den Schachtfeldern Perleberg und Katharina — noch mehrfach befahren hat und auch über die älteren Aufschlüsse dieser Gruben, der einstigen praktisch-bergmännischen Ausbildungsstätte der damaligen höheren preußischen Bergbeamten meiner Vorgeneration, namentlich durch den klugen und erfahrenen letzten Obersteiger des Werkes, Herrn DANTZ, eingehend informiert worden ist.

Drei eng miteinander verbundene Erscheinungen sind es, deren zwar bereits jede für sich, die aber um so mehr in ihrer Verbindung eine allochthone Entstehung gewisser Teile der Steinkohlenbildung des Saalegebiets beweisen:

1. primäre Mächtigkeitsschwankungen bis zum häufigen Auskeilen,
2. Verunreinigung der Kohle durch dauernd in Lage und Mächtigkeit wechselnde Schieferschweife und Zwischenmittel;
3. Uebergänge in die taube Fazies, die zunächst Anthrakosienkalke, dann weiterhin rote Sandsteine mit massenhaften Kieselhölzern führt.

Daneben treten andere Erscheinungen, wie z. B. die Verbreitung von Pflanzenhäcksel, zurück.

Es soll und darf gewiß nicht verkannt werden, daß das Anschwellen der Flöze keineswegs immer nur auf primärer, örtlich bald geringerer, bald reichlicherer Zufuhr von Pflanzenmaterial, also auf Allochthonie beruhen muß, sondern daß solche Mächtigkeitszunahmen oft auch in unserem Gebiet durch nachträglichen mechanischen Zusammenschub und durch Stauchung bei der Faltung bewirkt werden. Diese Wirkungen tektonischer Vorgänge werden begünstigt und gefördert durch die den kleineren Kohlenbildungsräumen häufig eigentümliche Verunreinigungsart der Flöze, durch die eingeflößten tonigen Massen, die zwar zunächst als „Schram“ und „Schweif“ taube Einlagerungen von deutlich sichtbarer, bei der Gewinnung der Kohle ausscheidbarer Mächtigkeit bilden, sich aber schließlich infolge der tektonischen Einwirkung bis zu den feinsten Schieferbändern, auf denen die Wirkung des Schubes sich konzentriert, verschwächen. Fast immer erscheinen diese Schieferbänder verruschelt, schwarz, krummflaserig, die linsenförmigen Körper reinerer Kohle umhüllend und zwischen den starren spröden Kohlenbänken als Schmiermaterial und Gleitflächen wirkend. Je mehr solcher feiner Schieferbänder vorhanden sind, um so größer sind Neigung und Möglichkeit des Zusammenschubes bei diesem an sich spröden, nicht plastischen Kohlenmaterial. Wie sehr die Neigung zur Anstauung der Flöze mit der Zunahme der feinen, in der Kohle verbreiteten Schieferbänder zunimmt, kann man aus dem Umstand erkennen, daß sie unter den gleichen Verhältnissen der Faltung bei den reineren Braunkohlenflözen fast völlig fehlt. Ich habe in

neuerer Zeit viele markscheiderische Aufnahmen von sogenannten Kopf-Flözen aus Norddeutschland, namentlich der Lausitz, durchgesehen. Hier ist fast niemals in den Falten-schlüssen eine Verstärkung, in den Faltenschenkeln eine Verschwächung des Kohlenlagers vorhanden. Ganz anders bei den plastischen Salzmassen und bei denjenigen Kohlenflözen, die von Schieferbändern verunreinigt sind. Sie werden zu unförmigen Knollen und Wülsten zusammengeschoben und erreichen dabei gelegentlich außerordentliche Mächtigkeiten, so z. B. bis 10 m in Stockheim in Bayern und in Berghaupten in Baden, ferner an zahlreichen Stellen des französischen Zentralplateaus, wo freilich Wirkungen der Tektonik mit solchen allochthoner Zusammenhäufung von Pflanzensubstanz sich begegnen.

Durch solchen tektonischen Zusammenschub und nicht durch Allochthonie sind meiner Meinung nach u. a. die auf über 4 m anwachsenden Mächtigkeiten in der Nähe des jetzigen Förderschachtes der Steinkohlengrube bei Plötz zu erklären, die weiterhin schon nach verhältnismäßig geringer Erstreckung der normalen Mächtigkeit des dortigen Oberflözes von etwa 1,2 m Platz machen. Hier kann um so weniger von Allochthonie die Rede sein, als, wie ich mich kürzlich bei einer Grubenbefahrung unter Führung des Herrn Dr. OBERSTE-BRINK überzeugt habe, für diesen Teil der Flözablagerung sichere Beweise der autochthonen Entstehung vorlagen. Der zu weißlichem Ton aufweichende, 10—20 cm mächtige Schiefer unmittelbar unter dem Kohlenflöz, zeigt nämlich einen Wurzelboden, der mit den schlauchförmigen Appendices der Stigmarien durchsetzt und durchwachsen ist.

Es geht daraus mit Sicherheit hervor, daß in dem Bildungsraum der Saale Steinkohlen-Waldmoore nicht gefehlt haben. Das seichte, flachufrige Kohlenbildungsbecken zeigte örtlich an den Rändern wohl gelegentlich offenes Wasser, in dem sich die Anthrakosien-Kalkbänke bildeten, neben Sümpfen, die von Mooren besetzt waren, und endlich solche Flächen, in deren Deltas das Pflanzenmaterial der nahen Umgebung zusammengeflößt wurde. Wir haben hier also eine Verbindung teils allochthoner, teils autochthoner Kohlebildung mit tauber Süßwasserkalk-Fazies. Alle zusammen unterlagen gleichmäßig den Einwirkungen nachträglicher Faltung, Verschiebung und Abtragung.

In der lebhaften Diskussion sprechen die Herren WEIGELT, SCHRIEL und der Vortragende.

Wegen der vorgerückten Zeit verzichtet Herr BERG für diesen Abend auf die Abhaltung seines angekündigten Vortrages.

V. W. O.

POMPECKJ.

SCHNEIDER.

BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

12. Der Rabutzer Beckenton und das Alter seiner Hangendschichten in Beziehung zur Ausdehnung des letzten Inlandeises.

Von Herrn K. KEILHACK in Berlin-Wilmersdorf.

(Mit 2 Profilen und einer Kartenskizze.)

Zwischen Halle und Leipzig, 5 km nördlich von der Eisenbahn, liegt das kleine Dorf Rabutz, in dessen Nähe ein Tonlager aufgeschlossen ist, welches seit vierzig Jahren in der geologischen Literatur besprochen wird und in den letzten zehn Jahren durch drei größere Arbeiten von SIEGERT und WEISSELMEL, C. A. WEBER und W. SOERGEL¹⁾ aufs neue in den Mittelpunkt des Interesses gerückt ist. Es handelt sich bei den Rabutzer Beckentonen um zwei wesentlich verschiedene Fragen: 1. um das Alter des Beckentons selbst, und sodann 2. um die Stellung der Schichten in seinem Hangenden.

Die Frage nach dem Alter darf durch die sorgfältigen stratigraphischen Arbeiten SIEGERTS, WEBERS und SOERGELS

¹⁾ SIEGERT, L., und WEISSELMEL, W. — Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 60, 1911. — WEBER, C. A. — Die Pflanzenwelt des Rabutzer Beckentons und ihre Entwicklung unter Bezugnahme auf Klima und geologische Vorgänge. Beibl. z. d. bot. Jahrb. Nr. 120, 1916. — SOERGEL, W. — Der Rabutzer Beckenton. Geologie, Paläontologie, Biologie. Halle, Gebauer-Schwetschke, 1920.

wohl in dem Sinn als endgültig gelöst betrachtet werden, daß es sich hier um jüngeres Interglazial handelt, welches durch die von WEBER nachgewiesene floristische Aufeinanderfolge und durch die SOERGELschen Untersuchungen der Wirbeltierfauna als in einem von unten nach oben immer wärmer werdenden Zeitabschnitt abgelagert nachgewiesen ist.

Ich werde mich daher hier ausschließlich mit der zweiten Frage beschäftigen, dem Alter der hangenden Schichten des Tons. Bereits 1880 hatte K. v. FRITSCH diese Deckschichten für Grundmoräne gehalten. SIEGERT glaubte ebenfalls, mit Sicherheit Grundmoräne darüber nachgewiesen zu haben, und SOERGEL hat in seiner letzten Arbeit diese Hangendschichten ebenfalls für glazial erklärt. Da nun der Beckenton jüngeres Interglazial ist, so kann das darüberliegende Glazial nur auf die letzte deutsche Eiszeit bezogen werden, und es ergibt sich daraus der weitere Schluß, daß die amtliche geologische Kartierung Norddeutschlands mit ihrer jetzt angewandten Ziehung der Grenzen der letzten Eiszeit irrtümlich ist, und daß die letzte Inlandeisbedeckung Norddeutschlands um mindestens 60 km weiter nach Süden gereicht hat als bisher angenommen wurde. Diesen Unterschied der Auffassung zu klären erschien mir so wichtig, daß ich im Januar d. J. unter Zuziehung der mit den Ablagerungen im Grenzgebiet der letzten Eiszeit besonders gut vertrauten Herren Dr. WIEGERS und Dr. STOLLER eine nochmalige eingehende Besichtigung der jetzt leidlich aufgeschlossenen Grube vornahm. Der Direktor der Sächsischen Geologischen Landesanstalt, Herr Prof. KOSSMAT mit den Sektionsgeologen Dr. PIETSCH und Dr. GRAHMANN schlossen sich der Begehung an, da die Lösung der Frage auch für das nordsächsische Diluvium von größter Bedeutung ist.

Die Schichten, die sich als Einlagerung in und als Auflagerung auf dem Rabutzer Beckenton befinden, sind von SOERGEL so genau und eingehend beschrieben worden, daß ich mir eine Wiederholung an dieser Stelle ersparen kann. Es handelt sich hierbei um Bildungen, die keinen rein glazialen Eindruck machen, die zwar beim ersten Anblick den Charakter einer Grundmoräne zu besitzen scheinen, bei näherer Untersuchung aber sich von echten Grundmoränen wesentlich unterscheiden, und zwar durch den außerordentlich sandigen Charakter des Bindemittels der einzelnen, massenhaft in dem Gestein zerstreuten kleinen Geschiebe, vor allen Dingen aber durch die völlige Abwesenheit von mehr als faustgroßen Geschieben und von großen Blöcken. Alle

in der Grube liegenden Geschiebe entstammen mit Sicherheit der liegenden Grundmoräne. Es ist ganz zweifellos, daß alle drei genannten Gelehrten sich zunächst heftig an dieser ungewohnten petrographischen Beschaffenheit gestoßen haben, da sie sich weder mit Fluvioglazial, noch mit einer reinen Grundmoränenablagerung verträgt.

So sagt SIEGERT (a. a. O., S. 304): „Bei der Unreinheit dieser Produkte liegt der Gedanke nahe, daß wir es hier mit eingeschwemmten Massen aus der Nachbarschaft zu tun haben, doch läßt sich solches keineswegs zwanglos erklären. Diese sandigen Schichten liegen nicht nur in der schmalen Rinne selbst, sondern greifen auch noch weiter nach O über den benachbarten Sand des Dieskauer Stadiums hinweg, wie der Aufschluß der großen Sandgrube direkt östlich neben der großen Tongrube zeigt; dabei stecken in der Sandschicht bis über faustgroße Gerölle. Nun ist aber die Gegend fast eben, es fehlen alle auch nur einigermaßen steilen Hänge, von denen der Regen derartige Massen von Sand und Lehm mit großen Geröllen hätte herab-befördern können. Man wird daher diese wohl als echtes glaziales Diluvium auf primärer Lagerstätte ansehen müssen, dessen Habitus nur infolge seiner wasserundurchlässigen Unterlage stark verändert ist.“

WEBER schreibt (a. a. O., S. 41): „Auch ich habe zwar im Felde den gleichen Eindruck gewonnen [wie SIEGERT], da die jetzigen Geländeverhältnisse nicht den geringsten Anlaß dazu bieten, an abgestürzte, abgerutschte oder abgeschwemmte Massen zu denken, allein wenn man erwägt, daß nach genanntem Forscher die moränische Deckschicht überall über dem Beckenton vorhanden ist, so mag es doch nicht unerwünscht erscheinen, sein diluviales Alter auf einem anderen Wege zu prüfen.“

SOERGEL endlich sagt (a. a. O., S. 31): „Es können selbstverständlich erst recht nicht genug Niederschläge vorhanden gewesen sein, um auf weite Flächen über 1 m Sande und kiesige Sande aufzuschwemmen. Es ist auch aus einem anderen, von SIEGERT schon genannten Grunde ganz unmöglich. Es fehlen in dem ganz flachen Gelände, das am Ende der letzten Interglazialzeit, also einer Denudationsperiode, nicht wesentlich stärker als heute gegliedert sein dürfte, die wichtigsten Vorbedingungen zur Abschwemmung dieser Gesteinsmassen; größere Höhe mit hinreichend steilem Böschungswinkel.“

Daraus ergibt sich ganz klar, daß alle drei Forscher zunächst die Möglichkeit ins Auge gefaßt haben, daß es sich hier um umgelagerte Massen handeln könnte, die nachträglich, ohne Mitwirkung eines neuen Inlandeisorstoßes über dem Ton abgelagert sein könnten, und nur die vollkommene Ebenheit des Geländes hat sie dazu gezwungen, notgedrungen glaziale Mitwirkung anzunehmen, unter welcher Annahme selbstverständlich keine andere Möglichkeit vorhanden war als die, daß es sich eben um Ablagerungen der dritten und letzten Norddeutschen Eiszeit handelte, und daß diese Inlandeisdecke mindestens bis in das Gebiet von Rabutz nach S vorgestoßen war.

Zwei Umstände sind dabei besonders auffallend; erstens die Tatsache, daß es nicht möglich war, dies jüngste Glazial an anderen Stellen des doch so außerordentlich sorgfältig kartierten Meßtischblattes Dieskau und auf den nördlich und östlich davon folgenden, ebenfalls geologisch aufgenommenen Blättern nachzuweisen, so daß quadratmeilengroße Gebiete norddeutscher Landschaft, in welcher die Denudation seit der letzten Eiszeit nur eine außerordentlich geringfügige Rolle gespielt hat, von einem Inlandeis bedeckt gewesen sein sollen, welches nur auf einer Fläche von einigen Morgen Größe und zwar nur über dem Verbreitungsgebiet des Beckentons und seiner allernächsten Umgebung erkennbare Ablagerungen hinterlassen haben sollte.

Ferner ist die Tatsache auffällig, daß keiner der drei Forscher versucht hat, auf Grund der heutigen Verhältnisse und unter Benutzung der genauen Kartierung der weiteren Umgebung, die Landschaft zu rekonstruieren, wie sie unmittelbar nach dem Verschwinden des zweiten Inlandeises und vor Beginn der Ausfüllung des Rabutzer Beckens durch Ton ausgesehen haben muß, und doch läßt sich gerade in diesem Gebiet eine solche Rekonstruktion mit großer Sicherheit ausführen.

In der Abhandlung von SIEGERT und WEISSERMEL sind auf Tafel 11 von Herrn WEISSERMEL die Asartigen Sandzüge auf Blatt Landsberg und in der Nordhälfte von Blatt Dieskau dargestellt worden. Die große Geschiebemergelplatte, die sich zwischen Halle, Landsberg und Leipzig ausdehnt, ist durchzogen von mehr oder weniger nordsüdlich gerichteten schmalen Sandzügen, die sich nach S hin mehrfach verzweigen. Einer von diesen Zügen verläuft westlich, ein zweiter östlich in unmittelbarer Nähe des ebenfalls nordsüd-

lich gestreckten, schmalen Rabutzer Tonbeckens (Abb. 1). Herr WEISSERMEL beschreibt (a. a. O., S. 231 u. folg.) diese Sand- und Kieszüge und ihren langgestreckten, vielfach gewundenen Verlauf sehr genau und ebenso ihre Lagerungsbeziehungen zum Geschiebemergel. Ich habe einen Teil

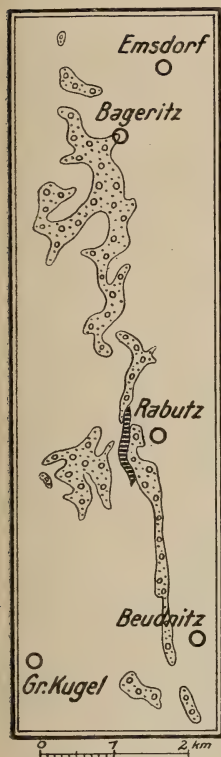


Fig. 1. Verbreitung der Oskiese und des Beckentonies bei Rabutz. 1: 100 000

seiner Kartendarstellung, soweit er uns hier interessiert, ergänzt durch die entsprechenden Bildungen der östlich anstoßenden Gebiete auf den Blättern Brehna und Zwochau mit den Aufnahmen von E. PICARD in Fig. 1 wiedergegeben.

W. sagt: „Bald legt sich der Sand auf den Geschiebemergel auf und erscheint aufgeschüttet, bald wieder keilt der Mergel auf den Sand hin aus, zuweilen lappig am Hangenden der Sandhöhen hinaufgreifend. Nicht selten verzahnen sich beide miteinander oder sie gehen durch Vermittlung lehmiger Sande ineinander über. An einigen wenigen Stellen wurde in tiefen Grubenaufschlüssen unter dem Schotter wieder Geschiebemergel erbohrt; das Verbandsverhältnis von Sand und Geschiebemergel ist also derartig wechselnd, daß man die Sandzüge weder als wesentlich jüngere Gebilde noch als Durchragungszüge eines liegenden Sandhorizontes auffassen kann, sondern den Schotter im wesentlichen als gleichzeitig mit dem Geschiebemergel, — d. h. mit seinen obersten Metern — abgelagert, ansehen muß.“ Und weiter: „Es ist nur natürlich, daß in der letzten Phase der Vereisung die Porphyrhöhen,

die bis zu 50 m über die Umgebung sich erheben, Veranlassung zur Bildung von Spalten in der Längsrichtung des Eisstromes gaben, und daß diese Spalten den subglazialen Schmelzwassern ihren Weg vorzeichneten. Wenn unsere Sandzüge demnach genetisch durchaus den Asar homolog sind, so möchte ich im Interesse einer präzisen Terminologie sie doch nicht direkt als Asar bezeichnen, da zu dem Begriff As das Rückenbildende gehört und diese Eigen-

schaft unseren Schotterzügen nur teilweise zukommt. Wir bezeichnen sie daher lieber als åartige Sandzüge. Allerdings dürften sie früher wesentlich schärfer aus der Umgebung hervorgetreten sein und ihre derzeitige Flachheit erst der Einwirkung der dritten Vereisung verdanken, die sie überschritten und teilweise eingeebnet hat.“

Ich kann auf Grund dessen, was ich selbst von diesen Sandzügen gesehen habe, Herrn WEISSERMELS Ausführungen mit Ausnahme des letzten Satzes nur beipflichten und möchte nur noch eine ergänzende Bemerkung machen: Das Material dieser åartigen Sandzüge ist, besonders in den tieferen Teilen, grobkiesig, und die Kiese sind im Gegensatz zu den meisten fluvio-glazialen Ablagerungen jenes Gebietes nicht aus nördlichem und südlichem Material gemischt, sondern nahezu rein nordisch und außerdem durch eine sehr große Zahl von Kalksteingeschieben silurischen Alters ausgezeichnet. Es ist eine Erscheinung, die man an allen Kiesåarn Norddeutschlands zu beobachten Gelegenheit hat, selbst in Gebieten, in denen die übrigen Glazialbildungen relativ arm an Kalksteinen sind. Ich sehe deswegen keinen Grund ein, diese Sand- und Kieszüge nicht als Åsar zu bezeichnen und stimme in dieser Deutung mit den übrigen Teilnehmern der Exkursion vollkommen überein. Es liegen in diesen Sandzügen echte Åsar von 12—15 km Länge vor, deren Breite nach den heute noch vorhandenen Resten 100—200, ausnahmsweise — wie südlich von Klepzig und Bageritz — auch 300—400 m beträgt.

Was wir heute von diesen alten Åsarn der zweiten Eiszeit noch beobachten können, sind nur ihre unteren Teile; die Rücken, die sich früher als langgestreckte, nord-südliche Wallberge über ihre Umgebung erhoben haben, sind zum allergrößten Teil der Abtragung anheim gefallen. Diese Abtragung aber braucht man durchaus nicht der Einwirkung der dritten Eiszeit zuzuschreiben, sondern es ist viel natürlicher, sie in die Zeit des zweiten Interglazials zu verlegen, welcher Abschnitt ja allgemein als eine Denudationsperiode anerkannt ist. — Alle Åsar der letzten Eiszeit sind noch heute als ausgesprochene Wallberge vorhanden, deren Höhe im wesentlichen von ihrer Längs- und Breitenentwicklung abhängt. Je länger und breiter ein Åzug ist, um so höher pflegt er sich über seine Umgebung zu erheben und danach können wir ungefähr die ursprüngliche Höhe der Wallberge der Halleschen Gegend uns wiederherstellen. Wir müssen danach annehmen, daß sie sich um

Beträge von 10—15 m über die angrenzende Geschiebemergelfläche erhoben haben.

Uns interessiert von diesen Äsarn am meisten der, der sich von Bageritz über Rabutz nach Beudnitz nahezu geschlossen, mit einer kurzen Unterbrechung bei der Wiesenaer Mühle, eine Meile weit von N nach S verfolgen läßt. Unmittelbar westlich legt sich an ihn das Rabutzer Tonbecken an und kaum 150 m westlich von ihm liegt der abgetragene Rest eines zweiten, nordsüdlich verlaufenden Äs, westlich von Rabutz. Infolgedessen liegt nichts näher als der Gedanke, in dem Rabutzer Tonbecken, dessen Tonausfüllung eine Tiefe von 8 m besitzt, und dessen Längserstreckung nach SIEGERT etwas über 1 km beträgt, bei nur 100—200 m Breite, einen Äsgraben zu sehen, wie solche in Begleitung der frischen, jungen Äsar der letzten Eiszeit an zahlreichen Stellen auftreten.

In Tafel 7 der Abhandlung von SIEGERT und WEISS-ERMEL ist ein ostwestliches Profil durch das Rabutzer Becken im Maßstabe 1:2000 ohne Übertreibung der Höhe wiedergegeben. Wir sind nun in der Lage, mit Hilfe der durchschnittlichen Höhe der Äsar von entsprechender Breite und der bekannten Mächtigkeit der späteren Beckenausfüllung ein Profil der Oberfläche durch das Rabutzer Becken zu der Zeit zu geben, als es noch nicht ausgefüllt war, sondern einen langgestreckten, schmalen See enthielt. Dieses Bild sehen wir in dem beigegebenen Profil Fig. 2. So gewinnen wir in der Umgebung des Rabutzer Beckens eine Gestaltung der Oberfläche, in welcher zwischen dem Grunde des Beckens und der Höhe der Äsar Höhenunterschiede von 20—25 m und Neigungswinkel der Oberfläche vorhanden waren, die einer mittleren Böschung von 1:6 bis 1:10 entsprachen. Das aber sind Oberflächenformen, die eine Abschwemmung und Abspülung auch größerer Massen nicht nur ermöglichten, sondern sogar sicher zur Folge haben mußten.

Wenn wir unter diesem Gesichtspunkte uns nun die Hangendschichten des Tones, die ihm einlagernden für glazial gehaltenen sandig-kiesigen Bänke und die auf der Flanke des Tonbeckens, zwischen ihm und dem Äs liegenden Ablagerungen nochmals betrachten, so werden wir zu dem sicheren Schlusse kommen, daß es sich bei allen diesen Bildungen nicht um primäre und glazial abgelagerte Schichten, sondern um umgelagerte Massen handelt, wie dies im folgenden Profil, Fig. 3, dargestellt ist.

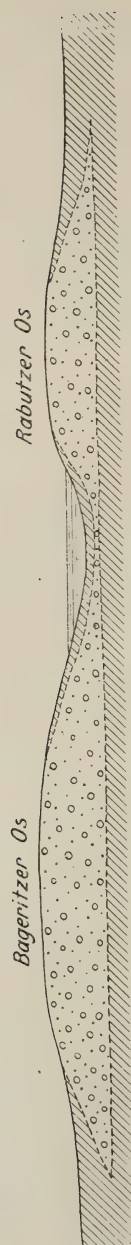
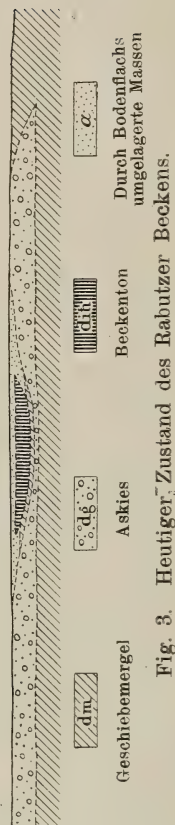


Fig. 2. Das Rabutzer Becken vor Einebnung der Asar.



Wir haben bei der Rabutzer Ziegelei von O nach W vier Aufschlüsse. Der östlichste ist die große Kiesgrube inmitten des As, mit wohlgeschichteten, an Silurkalken reichen Askiesen. 100 m weiter westlich liegt an dem von Rabutz nach Kügel führenden Wege, hart an den Ziegeleigebäuden eine Grube, in deren unterstem Teil abermals echte Kiese der Aswurzel aufgeschlossen sind. Über ihnen aber liegt in 3—4 m Mächtigkeit eine Schichtenfolge, die kein mit Glazialablagerungen vertrauter Geologe ohne weiteres für Glazial erklären kann. Man sieht hier ungeordnet nebeneinanderliegende, nicht übereinander angeordnete Massen von mehr oder weniger lehmigen oder tonigen Sanden und sandigen Kiesen, durchzogen von einem Netzwerk eisenschüssiger, lehmartiger Streifen, zum Teil auch in reinen Nestern angeordnet, und schließlich von ungeschichteten, mit kleinen Geschieben durchspickten, schwach lehmigen aber in vertikalen Wänden stehenden Massen, die man vielleicht für einen sehr sandigen und stark verwitterten Geschiebelehm halten könnte, wenn größere Steine sich darin fänden. Solche aber fehlen völlig. Etwa 30 m weiter nach W hin war ein Schürfloch durch Herrn Prof. HAHNE vom halleschen Provinzialmuseum ausgehoben worden, welches in seinen oberen 2 m dieselben unreinen, lehmig-sandig-kiesigen Bildungen zeigt, die schon im Aufschluß 2 zu sehen waren. Darunter folgt eine dünne Bank von reinem Sand, die vielleicht einen östlichen Ausläufer der eigentlichen Beckenausfüllung darstellen könnte. Darunter folgen abermals unreine, kaum geschichtete Sandmassen. Der vierte und westlichste Aufschluß endlich ist die Tongrube selbst, in welcher sich dieselben Bildungen wie in den Aufschlüssen 2 und 3 sowohl über dem Beckenton, als auch in ihm eingelagert wiederfinden.

Wir sechs Geologen, die wir gemeinsam diese Verhältnisse studiert haben, waren einmütig der Ansicht, daß es sich bei den oberen Schichten in allen drei westlichen Aufschlüssen nicht um primär abgelagertes glaziales Diluvium handelt, sondern um umgelagerte Massen, die von den steilen Abhängen der beiden Äsar in schnellerer oder langsamerer Bewegung in den Asgraben hineingewandert sind, sei es in Form von murartigen Schlammströmen, sei es in Gestalt von langsam gleitenden Bodenversetzungen, und daß diese Einschwemmungen in das Tonbecken erfolgt sind in derselben Zeit, in welcher die Ablagerung von Ton im Beckeninnern stattfand. Es lassen sich mit dieser Annahme unge-

zwungen alle Erscheinungen erklären, die SOERGEL aus der Tongrube selbst so eingehend beschrieben und abgebildet hat: Die Unterbrechung des Tonabsatzes durch Einlagerung von sandig-kiesigen bis lehmig-kiesigen Bänken, die Einpressungen von unreinen Sandmassen in den Ton selbst, der demnach noch weich und eben erst im Entstehen gewesen sein muß, als die betreffenden Einschwemmungen erfolgten; die Ausfüllung von breiten Klüften, Trockenrissen in der Oberfläche des fertig gebildeten und bereits erhärteten Tones durch neue, in das Becken sich hineinbewegende Sand- und Schlammströme, die Überkleidung der gesamten Ablagerung mit der obersten 1—1½ m mächtigen lehmig-sandig-kiesigen ungeschichteten Bank; die Schichtungslosigkeit dieser selbst und die regellose Verteilung der Gerölle in ihr, wie man es bei einem langsam sich vorwärtsbewegenden, breiartigen Schlammstrom zu erwarten hat, und schließlich alle die kleinen Einzelercheinungen der verschiedenen Aufschlüsse, die auf eine wälzende, gleitende Bewegung der Massen hindeuten.

Wir sind der festen Überzeugung, daß es sich bei der Überdeckung des Rabutzer Bändertones nicht um glaziale Ablagerungen, sondern um umgelagerte, von den benachbarten, ehemals steilen Hängen durch Solifluktion herabbewegte Massen handelt, und daß demnach Ablagerungen des letzten Glazials in der Umgegend von Halle nicht vorkommen. Alle darauf begründeten Schlußfolgerungen sind demnach gegenstandslos.

Die im Ton selbst auftretenden pseudoglazialen Einlagerungen sind demnach während der letzten Interglazialzeit in das Tonbecken hineingewandert. Dagegen kann die oberste mächtigere Bank recht wohl während des arktischen Klimas der letzten Eiszeit durch Solifluktion auf tief gefrorenem Untergrunde, wie solche von BERTILL HÖGBOM so schön und anschaulich von Spitzbergen geschildert wird, als deckende Schicht in das ausgefüllte Becken hineingelangt sein; sie würde dann ein zeitliches Äquivalent der letzten Eiszeit darstellen, ohne selbst einen glazialen Ursprung zu besitzen. Die Zerstörung und Abtragung der Äsar würde also in der Zeit vom Beginn des letzten Interglazials bis zum Ende des letzten Glazials erfolgt sein.

13. Eiszeit und Gebirgsbildung.

Von Herrn H. QUIRING.

(Mit 1 Textfigur.)

Berlin, den 21. Febr. 1921.

In der geologischen Vergangenheit der Erde beanspruchen diejenigen Vorgänge unsere besondere Aufmerksamkeit, die eine rhythmische Wiederholung zu zeigen scheinen. Über die Erforschung des Auf und Nieder, des Wellenganges der einzelnen Bewegungs- und Umformungs-„Zyklen“ hinweg können wir zur Erkenntnis der Prinzipien gelangen, die eine Wiederkehr des Ähnlichen vermitteln. Gelingt dies, so erschließt sich uns in gewissem Umfange die geologische Zukunft.

Es kann nicht Zweck dieser kurzen Mitteilung sein, die Erscheinungen der Erdgeschichte in ein Rhythmenschema einzuordnen, nur auf zwei Vorgänge möchte ich hinweisen, die, wie es scheint, seit archaischen Zeiten wiederkehren: die tektonischen Großbewegungen und die Eiszeiten. Über die Ursachen der ersteren habe ich mich in einem kürzlich erschienenen Aufsatz¹⁾ ausgesprochen. Ihr episodisches Auftreten und ihre periodische Wiederkehr stehen m. E. im Zusammenhang mit der säkularen, jedoch zeitweise unterbrochenen Verlangsamung der Achsendrehung der Erde.

Größere Schwierigkeiten ergeben sich bei Beurteilung der borealen Vorgänge, nicht nur der Ursachen der einzelnen Erscheinung, sondern auch der Gründe für die Wiederholung. Dies liegt nicht so sehr daran, daß örtliche und auch allgemeine Temperaturveränderungen ganz verschiedenen Ursprung haben können, — es mag nur an die zahlreichen verschiedenen Annahmen erinnert werden, die zur Erklärung der paläoklimatischen Schwankungen gemacht worden sind —, als vielmehr daran, daß wir über die klimatischen Verhältnisse der Vorzeit noch keine ausreichende Kenntnis haben. Insbesondere fehlt volle Klarheit über den Verlauf der Kälteperioden und

¹⁾ H. QUIRING, Über das Problem der Krusten- und Gebirgsbildung. Die Verlangsamung der Achsendrehung der Erde im Laufe der geologischen Zeiten als Ursache tektonischer Bewegungen. Geologische Rundschau 1920, Bd. XI, S. 193 ff.

dann ist es noch nicht einmal sicher, ob z. B. die paläozoischen Glazialbildungen den diluvialen als homologe oder als analoge Erscheinungen gegenüberzustellen sind.

Drei für unsere Fragestellung wichtige Ergebnisse dürfte jedoch die bisherige Forschung erzielt haben:

1. Daß Klimazonen auf der Erde sich erst nach und nach, nachweisbar erst im Mesozoikum, herausgebildet haben;

2. daß die Oberflächentemperatur seit dem Archaikum im ganzen eine abfallende, im einzelnen jedoch durch Anstiege und starke Ausschläge unregelmäßig gestaltete Kurve durchlaufen hat;

3. daß die diluviale Vereisung nicht auf eine rein örtliche, sondern auf eine allgemeine Erniedrigung der Oberflächentemperatur der Erde zurückzuführen ist.

Die erste und zweite Folgerung können als anerkannt gelten. Die dritte wird bei denjenigen Fachgenossen, die in Polverschiebungen, örtlichen geologischen, geographischen und meteorologischen Vorgängen die Gründe für die känozoischen Klimaschwankungen sehen, auf Widerspruch stoßen; es kann aber keinem Zweifel unterliegen, daß nur mehr oder weniger gleichmäßig wirkende allgemeine tellurische, atmosphärische und kosmische Ursachen für die auf beiden Halbkugeln seit dem Pliocän eingetretene energische Temperaturherabsetzung und ebenso für die im Spätdiluvium erfolgte allgemeine Erwärmung verantwortlich zu machen sind. Selbstverständlich haben an örtlichen Schwankungen, Verstärkungen und Abschwächungen des allgemeinen klimatischen Verlaufs auch örtliche Ursachen Anteil. Bei Einzeldarstellungen dürfen sie nicht außer acht gelassen werden, die Gesamterscheinung haben sie nicht hervorgerufen.

So ist z. B., um bei dem zur Erörterung gestellten Problem zu bleiben, mehrfach darauf hingewiesen worden, daß die borealen Perioden dann eingesetzt haben, nachdem durch anastrophische Gebirgsbewegungen sich in großem Umfange Massen umgelagert hatten, ausgedehnte Rindenteile eingesunken, hohe Faltengebirge aufgetürmt waren. Die Folgen (Polwanderung, gesteigerter Vulkanismus, Sinken des Meeresspiegels, Hebungen weiter Landgebiete) mit ihren Begleiterscheinungen waren leicht zu übersehen. Es lag nahe, sie zur Erklärung der darauffolgenden Eiszeiten heranzuziehen. Zwischen tektonischen Großbewegungen und klimatischen Schwankungen bestehen zweifellos zahlreiche unmittelbare kausale Zusammenhänge, die für den örtlichen und zeitlichen

Verlauf des glazialen Vorganges von fundamentaler Bedeutung sein können, ich mache jedoch darauf aufmerksam, daß neben diesen unmittelbaren exogenen Beziehungen noch andere bisher unerkannte endogene vorhanden sein müssen, welche die allgemeinen Temperaturausschläge und die periodische Wiederholung verursacht haben. Es sei erwähnt, daß die hohen Oberflächentemperaturen in höheren Breiten, die kurz vor den beiden letzten tektonischen und vulkanischen Großbewegungen nachgewiesen sind, und ebenso der allgemeine Temperaturanstieg nach den glazialen Episoden nicht durch die genannten exogenen Folgen der Gebirgsbildung gedeutet werden können.

Bevor ich diesen Gedanken weiterführe, will ich die Frage streifen, ob wir nicht vielleicht auf dem falschen Wege sind, wenn wir für die allgemeinen Schwankungen nach einer einzigen sich wiederholenden oder ständig wirkenden Ursache suchen. Diese Frage dürfte sich zurzeit nicht sicher beantworten lassen. Es ist jedoch sehr wohl möglich, ja wahrscheinlich, daß ebenso wie für örtliche Schwankungen auch für die Gesamterscheinung mehrere verschiedene, nicht nur endogene, sondern auch selbständige atmosphärische, ja selbst kosmische in Konvergenz verlaufende Ursachen verantwortlich gemacht werden können. Von vornherein getrennte Vorgänge laufen vielfach in enger Verkettung ab und bringen ähnliche Wirkungen hervor.

Ihr Anteil an einer Gesamterscheinung ist daher wechselnd und sowohl im einzelnen als auch im ganzen schwer feststellbar. Es sei daran erinnert, daß an dem Abfall der Oberflächentemperatur der Erde seit dem Archaikum z. B. nicht nur die Abnahme der Eigenwärme des Planeten, sondern auch eine Verminderung der Sonnenstrahlung und endlich auch Veränderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre als genetische Faktoren nebeneinander beteiligt sein können.

Wenn es nun auch sehr schwierig sein mag, den Einfluß der verschiedenen kosmischen und irdischen Ursachen für die Temperaturveränderung zu ermitteln, so gibt uns doch die oben erwähnte Tatsache von dem wechselnden Verlauf der Abfallkurve der Oberflächentemperatur eine Handhabe zur Bestimmung derjenigen Ursache, welcher der Hauptanteil an den klimatischen Schwankungen zukommt. Es muß befremden, daß bisher unter diesem Gesichtspunkt ein Versuch zur Bestimmung der Hauptursache noch nicht

gemacht worden ist, legt doch die Form der Kurve den Gedanken nahe, andere, ähnlich ablaufende Zustandsänderungen zum Vergleich heranzuziehen. Stellt sich hierbei eine ähnliche Periodizität heraus, so wird eine kausale oder genetische Verknüpfung wahrscheinlich. Es ergeben sich neue Beziehungen, die uns der Lösung des Problems näherbringen.

Nicht nur die Oberflächenwärme, auch die Innenwärme der Erde zeigt einen säkularen Temperaturabfall. Diese Übereinstimmung ließ sehr bald die Anschauung aufkommen, daß der Abfall der Oberflächenwärme durch den Abfall der Innenwärme bedingt sei. WERNER und HUTTON behaupteten, daß früher die Erdwärme höher gewesen sei als im Pleistocän, und daß infolge der einst geringeren Dicke der Erdkruste der Erdoberfläche ein größerer Anteil der Innenwärme vermittelt worden sei. Zur Deutung der diluvialen Eiszeit, die gewissermaßen als Vorbote des Eistodes der Erde betrachtet wurde, konnte diese Erklärung genügen. Doch die wissenschaftliche Anerkennung wurde ihr versagt, als vor etwa 50 Jahren Berechnungen ergaben, daß die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine sehr gering, und daß in der Gegenwart die Oberflächentemperatur nur zu einem Bruchteil eines Grades von der Tiefentemperatur beeinflusst ist. Noch mehr jedoch stand der Erklärung WERNERS die erst später erkannte Tatsache der permischen Eiszeit und der mesozoischen und tertiären Temperaturschwankungen entgegen. Die durch die Erdgeschichte belegte Kurve des Abfalles der Oberflächentemperatur zeigte keine gleichmäßige, sondern eine unregelmäßige Linie; die Kurve des Abfalles der Tiefentemperatur war nicht anders als regelmäßig anzunehmen. Es klaffte ein Widerspruch und brachte die Theorie WERNERS endgültig zu Fall.

Doch hier hat die Kritik einzusetzen; vielleicht weist sie in eine neue Richtung. Um es vorwegzunehmen:

Auch die Innentemperatur der Erde zeigt keinen gleichmäßigen Abfall seit dem Archaikum. Auch sie durchläuft eine schwankende Kurve. Dies ergibt eine einfache Überlegung:

Die Temperatur des Erdinnern bzw. der magmatischen Zwischenzone wird beeinflusst vom Druck der auf ihr lastenden Erdrinde bzw. dem hierdurch dem Magma erteilten Innendruck. Steigt der Rindendruck, so wird sich nach den Prinzipien der Thermodynamik unter Zusammenpressung des Magmas die Temperatur erhöhen, vermindert sich der

Rindendruck, so wird das Magma sich ausdehnen, die Temperatur sich erniedrigen. Ich habe auf diese Beziehungen bereits in dem oben erwähnten Aufsatz hingewiesen und dabei hervorgehoben, daß auch die Fluidität des Magmas in ähnlicher Abhängigkeit vom Rindendruck steht²⁾.

Nun ist der Rindendruck abhängig von den tektonischen Bewegungen.

Die zonaren Faltengebirge sind randliche Wülste sinkender Erdkalotten. Die Senkung und Aufstauchung erfolgt episodisch in rhythmischer Wiederholung. Jeder orogenetischen Phase (Komplikationsperiode) geht eine lange Zeitspanne (Oszillationsperiode) voraus, in der sich die Umformungen und Umlagerungen vorbereiten, der Druck der Rinde im äquatorialen Gürtel durch horizontale Gewölbespannungen z. T. aufgehoben ist und das Magma sich unter Temperaturverminderung ausdehnt³⁾.

Gegensätzliche Vorgänge erzeugt die orogenetische Phase: die kritischen Zonen (Geosynklinalen) sinken ein, Faltengebirge erheben sich in ihnen, der Rindendruck, in den epirogenetischen Zeiten abgeschwächt, kommt in voller Stärke zur Wirkung, die Temperatur der magmatischen Unterlage steigt⁴⁾.

Kurz nach dem Zusammenbruch der Rinde tritt wegen der Verkleinerung der großen Halbachse und damit des Trägheitsmomentes der Erde eine Beschleunigung der Achsendrehung ein. Die Erde sucht sich in der Weise umzuformen, daß sie die Polarachse zu verkürzen strebt. Es treten damit unter den Polkalotten ähnliche Verhältnisse ein, wie sie in der Oszillationsperiode im Äquatorialgebiete bestanden haben.

Das Magma hat über 35° geographischer Breite das Bestreben, sich von der Rinde abzulösen, gleicht jedoch die eintretende Druckverminderung durch Ausdehnung unter rascher Temperaturabnahme aus.

Erst nach einiger Zeit ist die Beschleunigung der Achsendrehung wieder ausgeglichen, die Temperaturverminderung durch Wärmezufuhr aus dem tieferen Erdinnern beseitigt.

Bei Einordnung dieser Vorgangsfolge in die geologische Zeitrechnung ergibt sich für die Polkalotten über 35° geographischer Breite nachstehendes Schema:

²⁾ a. a. O., S. 223.

³⁾ a. a. O., S. 222.

⁴⁾ a. a. O., S. 224.

Zeit	Stärke der Gebirgs- bewegungen	Rindendruck	Temperatur in der magmatischen Zwischenschicht
Oberdevon	gering	gleichmäßig lang- sam abnehmend	langsam ab- nehmend
Karbon	beträchtlich	steigend bis zum Abschluß der Ge- birgsbildung	steigend
Perm	rasch abnehmend	rasch abnehmend	rasch abnehmend
Trias	gering	nach Anstieg gleichmäßig	nach Anstieg langsam ab- nehmend
Jura, Kreide	gering	gleichmäßig lang- sam abnehmend	langsam ab- nehmend
Paläocän bis Miocän	im Jungtertiär beträchtlich	steigend bis zum Abschluß der Ge- birgsbildung	steigend
Pliocän, Di- luvium	rasch abnehmend	rasch abnehmend	rasch abnehmend
Alluvium	gering	nach Anstieg gleichmäßig	nach Anstieg langsam ab- nehmend

Hierbei ist es in gewissem Grade gleichgültig, ob die tektonischen Großbewegungen als Folgen der Kontraktion, der Verlangsamung der Achsendrehung oder irgendwelcher örtlicher Vorgänge angesehen werden.

Diese rhythmischen Schwankungen der Temperatur der magmatischen Zwischenschicht zeigen, daß die Erdwärme keinesfalls einen regelmäßigen Temperaturabfall aufweist, wie er bisher allen Spekulationen zugrundegelegt worden ist. Das Bild erinnert vielmehr an die Temperaturschwankungen, die der Oberflächenwärme in den gemäßigten und polaren Zonen seit dem Paläozoikum eigentümlich sind. Die beiden Kurven⁵⁾ mögen untereinander gesetzt werden.

Der ähnliche Verlauf der beiden Kurven ist bemerkenswert und zweifellos nicht zufällig. Vielmehr dürfte der Innenwärme der Erde doch eine nicht zu unterschätzende Einwirkung auf die Oberflächenwärme zukommen.

Wie die Berechnungen SARTORIUS' von Waltershausen über die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine damit in Ein-

⁵⁾ Für den äquatorialen Gürtel ergeben sich theoretisch ähnliche Kurven, sie besitzen aber keine so erheblichen Ausschläge.

klang zu bringen sind, möchte ich dahingestellt sein lassen. Von Interesse wäre es, die Grenzen kennen zu lernen, in denen sich die Temperaturschwankungen in der Magmazone bewegen. Können Temperaturschwankungen von einigen hundert Graden vorausgesetzt werden, so würden sie auch von Bedeutung für die Oberflächenwärme sein.

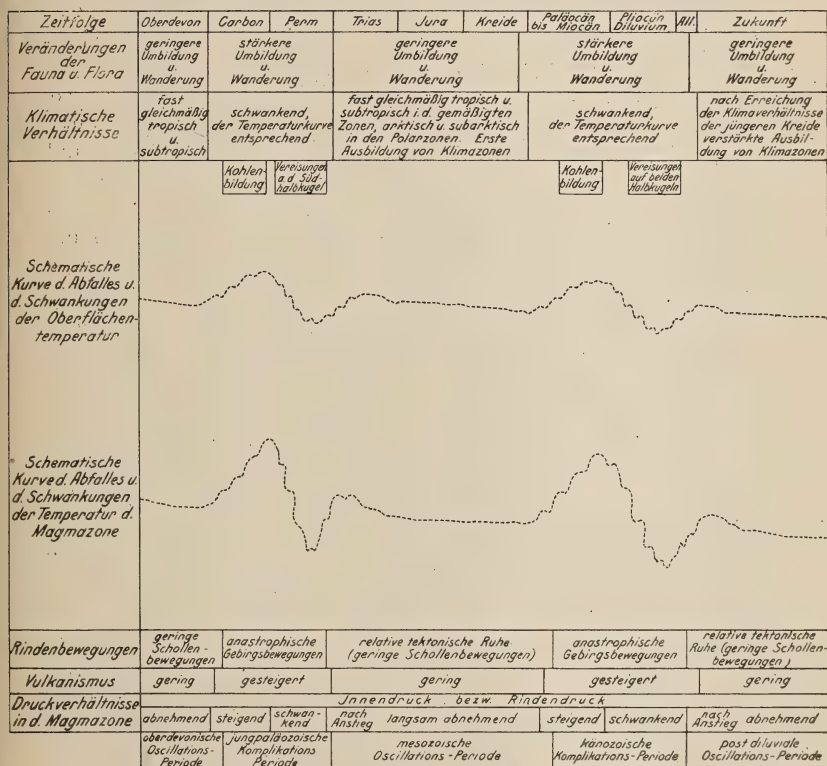


Fig. 1. Abfall und Schwankungen der Oberflächen- und Innentemperatur der Erde mit ihren geologischen Begleiterscheinungen.

Bemerkenswert ist es, daß nicht nur die tektonischen Großbewegungen, sondern auch die Zeiten gesteigerten Vulkanismus an die großen Temperaturausschläge geknüpft sind. Auf diese Beziehungen bin ich bereits in dem mehrfach erwähnten Aufsatz eingegangen⁶⁾.

⁶⁾ Vgl. auch H. QUIRING, Gebirgsbau der Ostkarpathen, Deckenlehre und Vulkanismus. Diese Zeitschrift 1921, Monatsberichte.

Anastrophische Gebirgsentstehung, Vulkanismus, Schwankungen der Oberflächenwärme mit ihren Begleitphänomen wie verstärkter Kohlenbildung, Eiszeiten, Unregelmäßigkeiten im Werden und Vergehen, in der Umformung und Wanderung der Lebewesen, reihen sich nicht nur in kausaler Verknüpfung aneinander. Es sind vor allem Symptome zeitlich auf die Komplikationsperioden beschränkter, aber einschneidender Ausschläge der im allgemeinen gleichmäßig abfallenden Temperaturkurve der Erde. Ausschläge und deren periodische Wiederkehr sind bedingt durch die episodisch auftretenden und rhythmisch wiederholten Unterbrechungen der säkularen Verlangsamung der Erdrotation.

Auf diesen Folgerungen aufzubauen sei der Zukunft überlassen. Welche Ausblicke sich auftun, zeigt die vorseitige graphische Darstellung, fallen doch tatsächlich die einschneidenden Veränderungen und Wanderungen der Fauna und Flora in die Komplikationsperioden, in die Zeiten der Temperaturschläge, der tektonischen und vulkanischen Großbewegungen. Erwähnt sei das erste Auftreten der Landwirbeltiere in der jungpaläozoischen, das Sterben der großen Reptilien und das Überhandnehmen der Warmblüter, nicht zuletzt auch die Menschwerdung, in der känozoischen Komplikationsperiode.

Als Prognose für die nähere geologische Zukunft ließe sich stellen:

Relative tektonische und vulkanische Ruhe.

Weiteranstieg der Oberflächentemperatur bis zur Erreichung der klimatischen Verhältnisse der jüngeren Kreide, danach langsamer Temperaturabfall bis zur nächsten Komplikationsperiode.

Geringes Vordringen der tropischen Fauna und Flora in die gemäßigten Zonen, danach langsame rückläufige Bewegung.

Geringe Verschiebung der Kulturzentren zu den Polargebieten, danach ebenfalls rückläufige Bewegung zum Äquator hin.

14. Über das Vorkommen von natürlichen Erdbrandgesteinen am sog. Römerkeller bei Kl. Leipisch in der Niederlausitz.

Von Herrn H. HESS VON WICHENDORFF, Berlin.

Seit mehr denn einem Jahrhundert hat ein merkwürdiges Vorkommen von hellziegelrot gebranntem Ton in Verbindung mit darunterliegenden unterirdischen Gängen und kellerartigen Hohlräumen am Fuß der Ochsenberge in der staatlichen Forst Grünhaus in der Niederlausitz Archäologen und Vorgeschichtsforscher von Zeit zu Zeit immer wieder beschäftigt, eine vielfältige Literatur bis auf die neueste Zeit hin hervorgerufen und selbst Männer wie R. VIRCHOW gefesselt, ohne bisher seine endgültige Klärung zu finden. Erst im vergangenen Jahre stellte sich diese, auch von der Sage¹⁾ umwobene Stätte bei Gelegenheit der geologischen Aufnahme des Blattes Kl. Leipisch als ein bisher im Braunkohlenrevier der Niederlausitz unbekanntes, dagegen aber z. B. aus dem nordwestböhmischem Braunkohlenbecken seit langem erwähntes geologisches Naturphänomen heraus, das eng verknüpft ist mit dem Zutagetreten von Kohlenflözen und daher in der Regel überhaupt nur auf Braunkohlengebiete (selten auch Steinkohlenreviere) beschränkt ist.

Die Ursache, welche das Interesse der Altertumsforscher für dieses Vorkommen wachrief, lag in einer irrigen Verkettung mit einer anderen geologischen Erscheinung, nämlich einer ausgezeichneten, ausgedehnten Parabeldüne mit hohen wallartigen Kammrücken, die sich auf und an denselben Ochsenbergen befindet und, wie so häufig bei derartigen natürlichen Bildungen, irrtümlich als künstliche Aufschüttung zu Verteidigungszwecken angesehen worden war. Als nämlich REICHARD in seiner Schrift „Germanien“ die völlig ungerechtfertigte Vermutung ausgesprochen hatte, daß auch eine römische Walllinie von der Elbe bis zur Weichsel sich einst hingezogen hätte, fanden sich bald Lokalforscher, die in einzelnen alten Landwehren diesen vermeintlichen Römerwall erkennen und verfolgen wollten und die in der allerdings sehr auffällig wallartig den Ochsenbergen aufgesetzten langgezogenen Parabeldüne sichere „Römerschanzen“ ver-

¹⁾ HAUPT, Sagenbuch der Lausitz, Bd. 2, S. 64.

muteten. Es mag hierbei bemerkt werden, daß die dem Diluvialgeologen so vertraute Erscheinung der Parabeldünenketten dem Nichtgeologen gerade auf solchen hohen Bergen wie den Ochsenbergen leicht den Vergleich mit den auf ähnlich vorspringenden höheren Bergen nicht selten auftretenden vorgeschichtlichen Ringwällen nahelegen mußte. Nun fügte es ein Zufall, daß den eifrigen Römerforschern am Fuße der Ochsenberge noch jene Stätte auffiel, die den Gegenstand vorliegender Arbeit bildet. Man fand dort eine Vorkuppe ganz aus hartgebranntem, ziegelroten Ton aufgebaut, Kohle und Aschereste dabei und eine Höhlung, die in das Berginnere zu kellerartigen Räumen und Gängen führte. Im Jahre 1819 hatte sich ein Verein von etwa zwölf Personen aus der Senftenberger Gegend gebildet, der mit Erlaubnis der Regierung unter Aufsicht der Forstbeamten auf dem erwähnten Hügel Ausgrabungen vornahm. Ein Fleischermeister KÜHNÉ, der an diesen Nachforschungen tätigen Anteil hatte, hat später davon Folgendes²⁾ berichtet, was zu erwähnen wichtig erscheint, da es den inneren Bau und die Beschaffenheit dieses Erdbrandgestein-Vorkommens näher beleuchtet:

„Man richtete zuvörderst seine Aufmerksamkeit auf einen Punkt des Hügels, an welchem man eine kleine Oeffnung bemerkte, die ziemlich tief hineinging, wie man dies durch hineingesteckte Stangen ermessen konnte. An dieser Oeffnung fing man an, mit eisernen Stangen einzubrechen und gewahrte nach einiger Zeit ein Gewölbe oder eine Stube, die ungefähr 200 bis 300 Fuß Flächeninhalt hatte und 6 bis 7 Ellen hoch und deren Fußboden mit feinem weißen Sand bestreut war. An zwei Seiten dieses sauberen Gemachs waren oben zwei kleine Oeffnungen, von denen eine, ehe die Nachgrabungen begonnen wurden, zufällig entdeckt worden war. Da, wo sich die Oeffnungen befanden, war die Wand etwas durch Rauch geschwärzt, der übrige Teil der Tonwände aber höchst reinlich, nur bemerkte man an denselben vielfach die Eindrücke starker Finger, welche die sauberen Wände aufgerichtet hatten. Als man in diesem sehr anständigen, ziemlich geräumigen Gemach, das leider durch die Stücke der zerbrochenen gewölbten Decke und durch anderen Schutt verschüttet

²⁾ Oberpfarrer GEORG LIEBUSCH, Die Römerschanzen und der Römerkeller bei Kostebrau im Amtsbezirk Senftenberg (Neues Lausitzisches Magazin. Görlitz, 1837. N. F. Bd. 2, S. 26—49).

wurde, nichts fand und als man gewahrte, daß sich ein verschütteter Gang nach demjenigen Punkt des Hügels, der sich früher durch eine Koppe auszeichnete, hinzuziehen schien, so stellte man die Nachgrabungen auf der Mitternachtsseite ein und begann das Graben an der Seite, wo ein auf den Hügel führender Weg gewesen zu sein schien und wo eine Eiche stand, deren Alter die Forstbedienten auf 300 bis 400 Jahre anschlugen. Auf dieser Seite glaubte man zu dem verfallenen Gang oder zu einem anderen, Kostbarkeiten und Antiquitäten bergenden Gemach gelangen zu können. So fleißig man aber arbeitete, so entdeckte man weiter nichts als wieder verschiedene Tonwände, deren gewölbte Decken eingestürzt waren und die Gänge verschüttet hatten. An der Oberfläche dieses Punktes fand man Asche und Kohlenstücke.“

Diese eigentümliche Stätte, auf die unten noch weiter eingegangen wird, wurde nun fortan als „Römerkeller“ bezeichnet und in Verbindung mit den erwähnten „Römerschanzen“ gebracht.

Im Jahre 1837 veranstaltete dann der Senftenberger Oberpfarrer GEORG LIEBUSCH weitere Nachforschungen hinsichtlich der Römerschanzen und des Römerkellers. Er erkannte zwar, daß beide Stellen unmöglich von den Römern herrühren könnten, die niemals in diese Gegend vorgedrungen waren. Aber er behauptete nun, daß die vermeintlichen Wälle einen befestigten Platz einer heidnischen germanischen Völkerschaft und zwar die Hauptfestung eines oder mehrerer Gaue darstellten und sah im Römerkeller die Stätte des Götterbildes, dessen Kultus im Innern des Berges er eingehend und phantasievoll ausmalt. Merkwürdigerweise stimmte ihm der sonst so kritische und verdienstvolle Altertumsforscher PREUSKER³⁾ vollkommen zu.

So blieb lange Zeit der Glaube an diese vorgeschichtliche Stätte unangetastet, bis R. VIRCHOW⁴⁾ sich veranlaßt sah, sie näher zu besichtigen. Er stellte fest, daß der Römerkeller keinerlei vorgeschichtlichen Funde aufweise, auch keineswegs künstlich erbaut sei, sondern eine natürliche Bildung darstelle. Er weist ferner darauf hin, daß auf Grund der vorgelegten Proben des hartgebrannten Tones und der

³⁾ PREUSKER, Blicke in die vaterländische Vorzeit; Bd. 3, 1844, S. 26, 31 und 32.

⁴⁾ R. VIRCHOW, Der Römerkeller von Kostebrau und der Langwall der Senftenberger Gegend (Zeitschr. f. Ethnologie, 1886, S. 579—582).

weiteren Schilderungen der Fundstelle der Berliner Geologe JUSTUS ROTH die Annahme aussprach, daß an dieser Stelle ein Brand darunterliegender Braunkohlen stattgefunden haben müsse, der ohne Zutun des Menschen entstanden sei. VIRCHOW beobachtete, daß die obersten Teile des Römerkellers den Ton am wenigsten gebrannt zeigen, während die tiefsten Schichten am stärksten die Brandwirkung kundtun, wie auch aus den verschiedenen Farbtönen und der wechselnden Härte des Gesteins hervorgeht. Es kann demnach ein starkes Feuer an der Erdoberfläche nicht die Ursache der Entstehung des gebrannten Tonhügels sein, die Brandwirkung muß daher von unten, aus dem Innern des Hügels, ausgegangen sein. Wichtig sind auch die Untersuchungen VIRCHOWS über die Eigentümlichkeit der gebrannten Tongesteine, auf gewissen glatten Flächen abwechselnd schmale Furchen und rippenartige Leisten zu zeigen, Stücke, die man in großer Zahl noch heute am Römerkeller auflesen kann. KÜHNE hatte, wie erwähnt, im Jahre 1819 dieselbe Erscheinung an den Wänden der kellerartigen Hohlräume im Innern des Römerkellers gesehen, als Abdrücke starker Finger gedeutet und daraus auf die künstliche Herstellung dieser Keller geschlossen. VIRCHOW vergleicht diese Bildungen mit dem Lehmewurf hölzerner Balken oder Latten und dachte zunächst an die Überreste eines durch Feuer zerstörten alten Gebäudes. In einem Aufschluß auf dem Gipfel des Hügels aber überzeugte er sich bald, daß die glatten und gerippten Flächen nicht auf künstliche Weise, sondern einfach durch Einsinken des Tons auf entstandenen Spalten sich gebildet haben. Er erkannte, daß von der kiesig-sandigen Deckschicht des Hügels aus lange Spalten in den liegenden gebrannten Ton hinabführen, auf denen der kiesige Sand mit Geröllen nachgerutscht ist. Während oben die Spalte deutlich trichterförmig ist, wird sie in der Tiefe immer enger und unten ist sie auf beiden Seiten durch Rutschflächen mit den geschilderten eigentümlich gerippten Harnischen begrenzt.

VIRCHOWS durchaus richtige Deutung des Römerkellers würde die ganze Angelegenheit beschlossen haben, wenn er die frühere Literatur vollständig berücksichtigt und das Vorkommen von kellerartigen Hohlräumen unter dem Hügel nicht so bestimmt geleugnet hätte. So aber blieb noch immer die Frage offen, wo im Innern des Hügels denn eigentlich der unterirdische Brand stattgefunden habe; mit der neben-sächlichen Erwähnung des unterirdischen Kohlenbrands ohne

weitere Erörterung des Vorgangs der Entstehung der gebrannten Tongesteine und ohne Erklärung der früheren Beobachtungen in den Kellerräumen wußten die Lausitzer Vorgeschichtsforscher mit den neuen Anschauungen wenig anzufangen. Zudem hatte VIRCHOW irrtümlich wieder die Parabeldüne an den Ochsenbergen ausdrücklich als einen künstlichen Verteidigungswall mit deutlich erkennbarem Wall und Graben⁵⁾ geschildert, so daß bald wieder die alten Zweifel bei den Lausitzer Forschern auftauchten. So führte denn bereits im Jahre 1888 R. BEHLA⁶⁾ in seinem grundlegenden Werke über die vorgeschichtlichen Rundwälle wiederum den Römerkeller auf. Noch 1914 galt er als „eine Art Burgwall“, wie ihn E. MUCKE⁷⁾ zuerst bezeichnet. In einem späteren Nachtrag seines Buches vom Jahre 1917 gibt MUCKE schließlich die Ansicht von A. JENTSCH-Niederlößnitz wieder, der im Römerkeller und seiner Umgebung nichts weiter als Diluvium, Spuren der Eiszeit, sieht und betont, daß jetzt „zuerst die Ansichten der preußischen Geologen zur Geltung kommen“ müssen, da er augenscheinlich von der geologischen Entstehung des Römerkellers überzeugt ist. „Ist aber wirklich etwas historisch Bemerkenswertes am Römerkeller und seiner Umgebung, so haben die Berliner Historiker und Prähistoriker das Wort“. (E. MUCKE, a. a. O., S. 138—141).

Aus der angeführten Literatur und besonders aus der ausführlichen Behandlung in der neuen Heimatkunde des Luckauer Kreises erhellt, welches lebhafte wissenschaftliche Interesse die Stätte des sog. Römerkellers seit über 100 Jahren gefunden hat und noch jetzt erregt⁸⁾ und zwar mit Recht, denn es handelt sich um ein in der Niederlausitz ganz selten auftretendes, nicht unwichtiges geologisches Naturdenkmal.

Die Ochsenberge erheben sich 54 m hoch über die westlich und südwestlich angrenzenden Torfniederungen als

⁵⁾ Als künstlichen Graben sah VIRCHOW fälschlich die weiter unten erwähnten natürlichen Regenwasserschuchten an, die stellenweise auch die Parabeldüne begleiten. Auch dieser Fall zeigt deutlich, wie wichtig bei vorgeschichtlichen Untersuchungen die Mitarbeit des Geologen ist.

⁶⁾ R. BEHLA, Die vorgeschichtlichen Rundwälle des östlichen Deutschlands (Berlin 1888, S. 109).

⁷⁾ E. MUCKE, Bausteine zur Heimatkunde des Luckauer Kreises (Luckau 1918, S. 71).

⁸⁾ Auch die Eisenbahndirektion hat einen Bahnhof an der Strecke Sallgast—Kostebrau „Römerkeller“ genannt; den gleichen Namen führt ein Gasthaus in der Nähe des Bahnhofs.

massiger Bergrücken, der an seinen Steilgehängen durch zahlreiche tiefeingeschnittene schmale Schluchten, die nur im Frühjahr und Herbst nach starken Regengüssen vorübergehend Wasser führen, in einzelne scharf hervortretende Kammrücken gegliedert ist. Einige dieser Höhenrücken an den Ochsenbergen sind durch aufgesetzte Dünenkämme, die mit der großen Parabeldüne auf der Höhe der Ochsenberge in Verbindung stehen, noch besonders erhöht worden, wie vor allem jener kaum 200 m südlich vom Römerkeller sich erhebende steile südliche Flügelkamm der Parabeldüne, auf dem die alte kursächsische Grenze entläuft. Der Römerkeller liegt an der Südwestecke der Ochsenberge im Jagen 69 a und bildet einen durch Erosion beinahe allseitig isolierten Vorhügel von etwa 10 m Höhe am Steilabhang der Ochsenberge nahe an ihrem Fuß. Die Ochsenberge bestehen an ihrer Oberfläche aus diluvialen kiesigen Sanden, die eine unverkennbare Beimengung südlicher Gemengteile infolge teilweiser Aufnahme tertiärer Kiese und Sande besitzen. Das Diluvium ist, wie überhaupt in dieser Gegend, nur wenig mächtig und wird in geringer Tiefe von Tertiär unterlagert, das aus miozänen Tonen, kaolinführenden kiesigen Quarzsanden, Glassanden und mehreren Braunkohlenflözen besteht. Diese tertiären Schichten treten an dem südlichen Steilgehänge der Ochsenberge an zahlreichen Stellen zutage und sind in klaren Profilen (vgl. die im Druck befindlichen Erläuterungen zu Blatt Kl. Leipisch) in der Ziegeleigrube am Fuß der Ochsenberge, bei der Selischmühle und in der Tongrube der Ziegelei Wischgrund aufgeschlossen. In diesen Aufschlüssen am Südfuß der Ochsenberge steht nun das obere Braunkohlenflöz in 2—3½ m Mächtigkeit, selten bis 5 m stark, an und wird als Brennmaterial für die beiden Ziegeleien gewonnen; das viel stärkere, 8—12 m mächtige untere Braunkohlenflöz ist durch viele Bohrungen in weiter Verbreitung nachgewiesen. An einzelnen Stellen kann man das Ausgehende des oberen Kohlenflözes, namentlich in der Umgebung der Selischmühle, auf größere Strecken am Fuß der Ochsenberge entlang verfolgen, immer gebunden an den hellen Flaschenton, der das obere Flöz begleitet. In der Tongrube der Ziegelei an den Ochsenbergen steht das obere Braunkohlenflöz noch mit 2 m Mächtigkeit an, eine Stelle, die etwa 900 m in östlicher Richtung vom Römerkeller entfernt liegt. Nach dem Römerkeller zu ist das Ausgehende dieses Flözes überall längs des Fußes der Ochsenberge, aber vielfach nur noch in einer Mächtigkeit von ¼ bis 1¼ m.

durch Bohrungen festgestellt. Überall in dieser Gegend liegen im Hangenden des oberen Flözes ganz helle, fette, sog. Flaschentone von mehreren Metern Mächtigkeit, die vielfach von sehr feinen, muskowitzglimmerreichen, schneeweißen Glasanden unterlagert werden. Ähnliche weiße Glimmersande sind im Liegenden des oberen Kohlenflözes vorhanden.

Betrachtet man nun die geologischen Verhältnisse am Römerkeller selbst, so begegnet man derselben eben geschilderten miocänen Schichtenfolge. Die Oberfläche des Hügels wird von gelblich, rotgelb, hellziegelrot und selten rotbraun gebranntem, muschelighrechenden und stark gehärteten Ton von 5—8 m Mächtigkeit gebildet. Daß er nicht etwa, wie die ziegelsteinartige äußere Beschaffenheit vermuten ließe, ein künstliches Ziegelprodukt darstellt, zeigt schon der völlige Mangel an kiesigen Beimengungen und die sehr feine Körnung, die auf einen fetten Ton als Urmaterial hinweist. Zweifellos ist er aus hellem, fettem Flaschenton hervorgegangen⁹⁾, was auch mit der Farbe des Brandprodukts übereinstimmt. Unter dem gebrannten Ton ziehen nun die 6—7 Ellen hohen Gänge und kellerartigen Hohlräume entlang, die auf das ehemalige Vorhandensein eines 2—2¼ m mächtigen Oberflözes hindeuten, wie es ebenso stark in der benachbarten Tongrube der Ziegelei am Südfuß der Ochsenberge noch anstehend zu beobachten ist. Das Kohlenflöz hat sich seinerzeit im Ausgehenden selbstentzündet, wozu der beträchtliche Schwefelkiesgehalt, den man auch in jener Ziegeleitongrube an den eingelagerten Baumstämmen desselben Flözes reichlich wahrnehmen kann, viel beigetragen haben mag. Wichtig für die Kenntnis des Vorgangs des Ausbrennens des Kohlenflözes ist die Beobachtung bei der Ausgrabung vom Jahre 1819, daß an zwei Stellen des kellerartigen Hohlraums an der Decke zwei kleinere Oeffnungen vorhanden waren, die nach oben ins Freie führten, und daß in der Umgebung

⁹⁾ Wie kritisch man oft auch Angaben von ortskundigen Leuten werten muß, zeigt eine weitere, oben nicht erwähnte Mitteilung im Ausgrabungsbericht vom Jahr 1819, daß in der ganzen Gegend nach Aussage der Umwohner nirgends ein so feiner fetter Ton vorkäme, aus dem ein solcher gebrannter Ton entstanden sein könnte. In vollem Widerspruch hierzu stehen z. B. bei der nahen Selischmühle gewaltige Mengen solchen Tons auf weite Strecken hin an der Erdoberfläche an, ganz abgesehen von den etwas entfernteren zahlreichen und ausgedehnten Vorkommen in der Umgegend von Gohra. Aus dieser falschen Angabe der Umwohner schloß man auf weiten künstlichen Transport des Tons nach dem Römerkeller, während er in Wirklichkeit auch dort oberflächlich in der Natur anstand!

dieser Oeffnungen die Wand durch Rauch etwas geschwärzt war. Das entzündete, schwelende Kohlenflöz hat demnach bei seinem allmählichen Ausbrennen erklärlicherweise Ausgänge für die entwickelten Gase und Dämpfe sich gewaltsam geschaffen und ist dann, nachdem auch Luftzutritt von der Erdoberfläche aus erfolgen konnte, allmählich ausgebrannt. Daß bei dem vielleicht jahrzehntelangen, naturgemäß ungleichmäßigen und allmählichen Ausbrennen des Flözes Teile der Tondecke in ausgebrannte Flözstücke absanken und dadurch die noch unversehrten Flözteile durch Tonwände noch etwas länger bewahrten, bis auch sie später der Verwitterung anheimfielen, ergibt sich aus dem Nachweis von Tonwänden mit Rutschflächen in den kellerartigen Hohlräumen. An diesen glatten Rutschwänden mit ihren Harnischen glaubten die einfachen Ausgräber vom Jahre 1819 irriger Weise Reste starker Finger zu erkennen, die nach ihrer Meinung die sauberen Tonwände künstlich aufgerichtet hätten. VIRCHOW hat zuerst, wie erwähnt, diese Bildungen als Rutschflächen erkannt und durch Einsinken von Tonflächen auf Spalten erklärt, ohne jedoch den Einsturz in die ausgebrannten Flözstücke zu erwähnen. Daher ist seine durchaus richtige Darstellung den Lausitzer Forschern bisher unverständlich geblieben. Von Wichtigkeit ist die weitere Beobachtung bei der Ausgrabung von 1819, daß der Fußboden der kellerartigen Hohlräume vermeintlich künstlich mit feinem, weißen Sand bestreut war. Tatsächlich besteht eben das Liegende des oberen Flözes aus solchem feinen, weißen, glimmerhaltigen Sand — es liegt also lediglich die natürliche Schichtenfolge im Bereich des oberen Flözes vor.

So ergibt denn die örtliche geologische Untersuchung des Römerkellers und seiner Umgebung zusammen mit der kritischen Wertung des Ausgrabungsberichts vom Jahre 1819 und der Beobachtungen von VIRCHOW, daß das ehemals hier anstehende Ausgehende des oberen, schwefelkieshaltigen Braunkohlenflözes sich selbst entzündet hat, wie dies in Braunkohlengegenden nicht selten geschieht. Durch das Fortschwelen und langsame Ausbrennen des Flözes erhitze sich die 5—8 m hohe Decke von miocänem Flaschenton immer stärker, der Ton wurde mehr und mehr gebrannt, lange Trockenrisse entstanden in dem erhitzten Ton und schufen schließlich Ventile bis zur Erdoberfläche, wodurch der unterirdische Kohlenbrand immer neue Nahrung erhielt und durch Luftzufuhr von außen weiter entfacht wurde; er erstickte erst, als beim Weiterbrand in den Berg hinein die

zunehmende diluviale Decke im Hangenden des Tons die Bildung weiterer Ventilrohre unmöglich machte. Die langandauernde starke Hitzewirkung härtete und brannte den hellen fetten Flaschenton im Hangenden des brennenden Flözes zu dem heute die Oberfläche des Römerkeller-Hügels bildenden ziegelroten Erdbrandgestein¹⁰⁾, dem der Römerkeller allein seine Eigenart verdankt.

Was die Zeit anlangt, zu der der unterirdische Flözbrand vor sich ging, so weisen die Erosionsvorgänge auf dem bis auf eine einzige mit dem Steilabhang der Ochsenberge noch in schmaler Verbindung stehende Seite völlig isoliert dastehenden Römerkeller-Hügel auf ein ziemlich hohes Alter hin, denn die Widerstandsfähigkeit des hartgebrannten Erdbrandgesteins gegen die Verwitterung gibt sich bereits durch die Entstehung einer als deutlicher Härtling entwickelten Kuppe kund, während zwischen der Kuppe und dem weiteren Berganstieg schon eine auffällige Erosionseinsenkung bemerkbar wird. Da die heutigen Terrainverhältnisse und vor allem die Freilegung des Ausgehenden des oberen Kohlenflözes erst im letzten Ausgang der Diluvialperiode erfolgte, wird man nicht fehlgehen, wenn man den unterirdischen Flözbrand und die Entstehung des Erdbrandgesteins in altalluviale Zeit versetzt.

Das Vorkommen von Erdbrandgesteinen am Römerkeller stimmt in jeder Beziehung mit den gleichen Erscheinungen in anderen Gegenden überein, die im Jahre 1919 in dieser Zeitschrift von F. HERMANN, I. F. POMPECKJ und R. BÄRTLING¹¹⁾ erneut eingehend behandelt wurden.

Schließlich sei erwähnt, daß die gleichen Erdbrandgesteine auf den gegenüberliegenden Schlaun Bergen im Hangenden der dortigen Ziegeleitongrube und etwas entfernter nach O zu in der Gegend von Friedrichstal in einem ebenfalls zur Staatsforst Grünhaus gehörigen Jagen vorkommen.

¹⁰⁾ Wie auch in anderen Gegenden wird das Erdbrandgestein des Römerkellers als recht hartes Gestein in den benachbarten Teilen der Forst Grünhaus zur Wegebeschotterung verwendet. Vom Standpunkt des Heimatschutzes ist aber die völlige Erhaltung dieses in der Niederlausitz so seltenen Naturdenkmals erwünscht und daher von einem weiteren Abbau desselben in Zukunft wohl besser abzusehen.

¹¹⁾ Vgl. diese Zeitschr., 1919, Monatsber. S. 66 bis 77.

15. Zur Stratigraphie und Paläogeographie des reichsländischen Buntsandsteins.

Von Herrn ERNST KRAUS.

Königsberg i. Pr., 3. August 1920.

Die Meinungsverschiedenheiten über die Bildung des germanischen Buntsandsteins haben sich mehr und mehr verringert. Viele Verteidiger der Wüste und des Flachmeeres haben in der flachen Küstenzone eine mittlere Linie der Einigung erkannt. Freilich steht noch eine scharfe sedimentpetrographische Klarstellung fraglicher Punkte aus. Sie kann erst nach Herausarbeitung brauchbarer Methoden geleistet werden. Bis dahin müssen wir uns mit der weiteren Summierung stratigraphischer Erfahrungen und mit einer geringen Sicherheit paläogeographischer Schlüsse begnügen.

Unsere Studien gehen aus von der Beobachtung der prächtigen Aufschlüsse, welche im Buntsandstein der nordwestlichen Vogesen durch den Krieg geschaffen worden sind. Besonders ist es die Gegend von Badonviller—Petitmont an südöstlich über das Plainetal zur Brocard-Gruppe im W des Donon, deren in solcher Vollständigkeit wohl nie wiederkehrende Aufschlüsse im Stellungskrieg Verfasser in einer Spezialkarte 1:25 000 aufnehmen konnte. Die seit Ende 1917 fertiggestellten Untersuchungen konnten bisher nicht gedruckt werden. Es sollen hier bereits einige allgemeinere Mitteilungen daraus gemacht werden. Einzelheiten und Nachweise kann erst die größere Arbeit bringen.

Die Gliederung und Kartierung in dem nahezu fossilfreien reichsländischen Buntsandstein stützt sich auf Zusammenfassung und Unterscheidung petrographischer Einheiten. Wir wissen, daß terrigene oder terrestrische Ablagerungen nie auf große Entfernungen die gleiche petrographische Entwicklung zeigen. Es sind Faziesunterschiede vorhanden, die faziesgleichen Flächen durchschneiden die Flächen der Gleichaltrigkeit, welche die Profile durchsetzen: die bisherige Kartierung des reichsländischen Buntsandsteins legte Faziesgrenzen fest; sie mußte das und wird das auch künftig tun müssen.

Wollen wir wissen, ob der hier begangene Fehler sehr groß ist, so müssen wir versuchen, gleichaltrige Absätze als

solche zu erkennen und die paläogeographischen Grundzüge zu erschließen. Dabei kann man Änderungen der Fazies sowohl im Profil als auch in der Ebene auffinden.

Zunächst einen Blick auf die Profile! Sehen wir ab von dem nur im N entwickelten tonigen Unteren Buntsandstein, der besonderen Ablagerungsbedingungen folgte, so bemerken wir, wie allenthalben über dem Grundgebirge, die weiten Senken füllend und immer mehr übergreifend, das Oberkarbon und das Rotliegende zunächst mit gröberen und in ihrem Bestand — abgesehen von ruhigen, flachen Becken — stark wechselnden „Schutt“-Massen beginnt. Darüber legt sich mit zunächst noch ungleichem Korn der zahlreichen Grundgebirgskomponenten, mit eckigen Geröllen und mit unruhiger Lagerung eine untere Abteilung des tieferen Vogesensandsteins (sm_1). Gleichartigeres mittleres Korn zeigen die fortschreitend übergreifenden höheren sm_1 -Bänke, deren Quarz noch viel Feldspat beigemennt ist. Sie gehen schließlich nach oben in feldspatarmen bis -freien Quarzsandstein gleichen Korns, aber ruhigerer Lagerung über (sm_2). Sind im höheren sm Gerölle vorhanden, so sind sie völlig gerundet und bestehen nur noch aus widerstandsfähigstem Kieselgestein. Im sm_2 trifft man sie seltener.

Der auflagernde Obere Buntsandstein (so) zeigt unten, abgesehen von dem Hauptkonglomerat, das noch zu besprechen sein wird, etwas tonigere, gröbere Sandsteine mit Tonschieferlagen im Wechsel („Zwischenschichten“ so_1) und darüber gleichmäßigere Sandsteinbänke feineren Korns und Tonlagen (Votziensandstein, so_2).

Diese für die NW-Vogesen aufgestellte Schichtenfolge gilt auch sonst mit geringen Abweichungen im reichsländischen Buntsandstein. In ihr spricht sich eine deutliche, zunehmende Entfernung vom Grundgebirge aus. Man scheint sich im Profil von unten nach oben vom Rand des Abtragungsgebietes zu entfernen in Richtung auf das Innere des Ablagerungsbezirks. Der Faziesgang von grob zu fein, von ungleichmäßiger zu ruhiger Lagerung, von geringerer Abrollung zu stärkerer, von leichter Zersetzbarkeit der Komponenten zu schwererer ist im großen ganzen unverkennbar. Am wenigsten deutlich erscheint die Abnahme der Korngröße, und dies hinderte wohl bisher die Klarlegung der Verhältnisse. Dieser Umstand hängt ohne Zweifel mit der unter sich gleichmäßigen Größe der drei eben für den Abtransport verfü-

baren Korngrößen zusammen. Es sind große Sprünge in der Korngrößenreihe zwischen den Kieseln, dem grob- bis mittelkörnigen Sand und dem Ton. Im großen ganzen tragen die jüngsten Schichtglieder die Zeichen eines vom Abtragungsort entferntesten Absatzortes an sich.

- Wir fragen, in welcher Richtung denn diese großzügige Bewegung fortgeschritten ist und betrachten etwas die regionale Entwicklung.

Einen Fazieswechsel innerhalb des gleichen „Horizonts“ festzustellen sind wir etwas in Verlegenheit. Mit Schwierigkeit entdeckt man Korngrößenabnahme nach NO hin, eigentlich nur im Hauptkonglomerat. Nur der gesteigerte ursprüngliche Karbonatgehalt im Karneolhorizont von so_1 , gegen N, O und SO deutet auch innerhalb des petrographisch Zusammengehörigen auf eine Entfernung von der südwestlichen Abtragungsgegend hin. Sie wird bestätigt durch die bekannte Mächtigkeitsreduktion des Vogesensandsteins (sm) nach W hin, wo er bis zu einer nordnordwestlich-südsüdöstlichen Linie reicht. Diese wird bezeichnet durch Punkte jenseits der Maas westlich Toul, südöstlich auf Blatt Mirecourt 1:80 000, nordnordöstlich auf Blatt Langres, die Schlucht von Olichamp (im S des Blattes Epinal), Lure, die Gegend südlich Montbéliard. Eine weitere Bestätigung liegt dann auch in der Zunahme der Geröllager gegen W. Gleiche Änderungen innerhalb der gleichen Fazies finden sich in südlicher Richtung.

Also nicht nur im Profil, sondern auch regional im gleichen stratigraphisch und kartistisch unterschiedenen Komplex erkennen wir die Äußerung eines materialliefernden Landes im W und SW. In gleicher W- und SW-Richtung hat sich somit im Lauf der Zeit der Rand unseres Ablagerungsbeckens verschoben.

Welche Gründe veranlassen uns nun gleichwohl, die bei der Kartierung aufgenommenen Faziesflächen nicht als zusammenfallend mit den zeitgleichen Flächen aufzufassen?

Es sind: die Verteilung des sm_2 im Gegensatz zum sm_1 und die sonstigen Lagerungsverhältnisse unter dem Hauptkonglomerat, welche nun besprochen werden müssen.

Seit langem ist erkannt, daß sich sm_2 nach S stärker (auf 15—5 m) verschwächt und früher aufhört als sm_1 unter ihm. VAN WERVEKE vermutete die weitere Fortsetzung nur des sm_1 . Das ist ein dem im Oberkarbon und Rotliegenden beobachteten Übergreifen des Jüngeren über

das Ältere entgegengesetztes Verhalten, daher hat VAN WERVEKE eine auf andere Art nicht erweisbare Hebung im S angenommen. Sie hätte aber den eingangs betonten Faziesgang von grob zu fein wohl so gestört, daß der Obere Buntsandstein unseres Erachtens abweichende Ausbildung hätte erhalten müssen. Außerdem hätte mindestens über dem gesamten sm_1 das sm_2 völlig abgetragen werden müssen, und zwar zu einer glatten Ebene. Diese Abrasierung darf man aber Flüssen in kurzer Zeit auf großer Fläche nicht zutrauen. Flüsse aber waren es, die das Hauptkonglomerat eben darüber legten, wie noch ausgeführt wird.

Uns scheint das Fehlen und die besondere Verschwächung des sm_2 nach Süden in seinem dem Abtragungsland fernerer Charakter zu liegen. Nach dem bereits Ausgeführten sehen wir darin, daß das folgende Hauptkonglomerat diskordant übergreift, nichts anderes als den Ausdruck der damals vorliegenden Faziesverteilung an der Oberfläche, nicht eine tektonische Verstellung und völlige Einebnung des Schräggestellten bis auf die Ebene des neuen Schotter. sm_2 war eben von vornherein landferner und daher noch nicht in die S-Vogesen, also noch nicht soweit mit dem dauernden, allgemeinen SW-Wandern aller Faziesgrenzen über das landnähere sm_1 vorgedrungen, als schon der Hauptkonglomeratschotter darüber hinwegging. In gleicher Weise scheint auch das gegenüber dem Rotliegenden entfernter vom Abtragungsort gebildete sm_1 in normaler Entwicklung nicht den Rand erreicht zu haben.

Auch im einzelnen liegt das Hauptkonglomerat, jene aus allerwiderstandsfähigsten und völlig gerundeten Gesteinen bestehende Restschottermasse¹⁾ diskordant über verschiedener Fazies. In der später zum Druck kommenden größeren Arbeit ist ausgeführt, wie im Bereich des Plainetals die bezeichnenden Merkmale der tonigeren Zwischenschichten (so_1) unregelmäßig zum Teil unter das Geröllager in normales sm_2 herabgreift. Gleiches wird von verschiedenen Blättern Lothringens und der nördlichen Vogesen mitgeteilt und zum Teil hat das Hauptkonglomerat selbst schon Zwischenschichten-Charakter. Anderswo liegt es noch „im tonarmen sm_2 “. Gleiche Unterschiede kenne ich aus den mittleren und südlichen Vogesen.

¹⁾ E. KRAUS, „Geologie des Gebiets zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau“. Geognost. Jahreshefte, München 1915, S. 138.

Daß die Unterfläche des Hauptkonglomerats am ehesten noch als eine ebene und dabei gleichzeitige Oberfläche der Lithosphäre anzusehen ist, wollen wir bei einer Betrachtung dieses eigenartigen Geröllagers feststellen.

Über die Bildung des Hauptkonglomerats.

Diese so oft als markante Felswand auf den Höhen der Rücken oder, von Verwerfungen zerschnitten, über Berg und Tal leicht verfolgbare verkittete Quarz-Geröllbank von 10—20 m durchschnittlicher Mächtigkeit ist vielfach beschrieben und genetisch erklärt worden. Etwa 100 km dehnt sie sich in die Breite und 150 km in die Länge. Für ein einfaches Küstenkonglomerat zu ausgedehnt, für eine Geröllanreicherung der Wüste zu wenig bezeichnend und zu gleichmäßig wird sie jetzt meist für eine Flußgeröllbildung gehalten. Dabei bin ich nicht der Meinung von SEIDLITZ (Mitteilungen d. Philomath. Ges. in Elsaß-Lothringen, Bd. IV S. 237—249), daß noch eine nachträgliche, ausgleichende Umspülung im Meer notwendig oder überhaupt möglich wäre, um eine so regelmäßige Geröllplatte zu erzeugen. Das können mäandrierende Flüsse auf einer sehr ebenen Sandfläche sehr wohl und wenn die Mächtigkeit der Geröllmasse auf weiteste Strecken so gleichartig ist, wenn andererseits die Aufschüttungsoberfläche der Flußschotter, wie die heutigen zeigen, sehr eben ist, dann muß auch die ihr parallele Unterfläche eine Ebene gewesen sein. Daß eine weitere Ausbreitung unnötig war, zeigen ja z. B. alle die miocänen, pliocänen und diluvialen Schotterdecken, welche die Alpen entsendeten, oder die in geschichtlicher Zeit 150 km betragenden Laufverlegungen des Lob-Noor im sandigen Tarimbecken.

Beobachtungen an verschiedenen Orten über die örtlichen Unterschiede der Geröllgrößen (z. B. von SANDBERGER) oder über die Dachziegellagerung der Gerölle (von NÖEL) deuten auf vielfach westöstliche Flußrichtungen. Sie sind im einzelnen schwer faßbar.

Der Grund für die Überschüttung der Sandmassen durch Gerölle, für das Hereingreifen vagierender Flußsysteme in ein wahrscheinlich zurückgehendes Flachwassergebiet kann nur episodisch sein. Er muß derartig sein, daß der normale Faziesgang des Buntsandsteins nicht endgültig unterbrochen wurde. Die Gleichmäßigkeit des Fluß-Geröll-lagers, die Ebenheit und Größe seiner Fläche spricht für ziem-

lich rasche Überschüttung unter geringer Abtragung. Wahrscheinlich waren die Restkiesel vorher schon in der Beckenumgebung in konzentrierter Form in alten Terrassen oder Schuttkegeln bereit und wurden nun vielleicht durch Feuchterwerden des Klimas (VON SEIDLITZ) in einer „Pluvialzeit“ ergriffen und über das ebene Sandbecken weit verbreitet.

Die Herkunft der Gerölle.

Wo die Restschotter herkamen, wo der Schutt aus dem Grundgebirge der variszischen Alpen geliefert wurde, ist heute schwer feststellbar. Jedenfalls muß eine lange Zeit der Verwitterung an flacher Landoberfläche und eine starke Abrollung, langdauernder Transport, an diesen Wanderern gearbeitet haben. Sie besitzen keinen Lokalcharakter mehr, sondern sie sind letzte Grobprodukte der Aufbereitung weiter Gebiete. Dadurch unterscheiden sie sich grundlegend etwa von dem Eckschen Konglomerat des Schwarzwaldes oder von den basalen Geschiebeanreicherungen im Buntsandstein. Natürlich mischt sich dort, wo der Restschotter randlich übergreifend (bzw. vom Rande herkommend!) auf Grundgebirge ruht, fremdes mit lokalem Material.

An Versteinerungen, welche von der Herkunft der Gerölle berichten, sind im Buntsandstein nicht viele gefunden abgesehen von Kieselhölzern aus dem Rotliegenden und von den weitverbreiteten Lyditen und Kieselschiefern mit Graptolithen. Letztere deuten auf unteres Obersilur. Spärliche, fossilführende Quarzite schließen sich als weitere Funde an und bieten mehr oder weniger sichere Anzeichen für Devon. Diese konnte ich durch den glücklichen Fund eines faustgroßen Gerölls im Hauptkonglomerat vermehren. Es lag 500 m nordwestlich des Mon. Fre. de la Soie südlich Val et Châtillon (im Tal der Vezouse) und enthielt nach frdl. Bestimmung durch Herrn LEIDHOLD, Straßburg, folgende auf unterdevonischen Taunusquarzit hindeutende Reste:

Tropidoleptus carinatus CONR. var. *rhenana* FRECH
(häufig)

Orthis circularis SOW.

„ *taunica* A. FUCHS

Orthotetes umbraculum SCHLOTH.

Rensselaeria strigiceps F. ROEMER

Spirifer sp.

Crinoidenstielglieder

Auch dieser, zum mindesten unter allen entdeckten Quarziten bestimmteste Fund wirft kein viel helleres Licht auf die Herkunft der Schotter. Wenn das Geröll vom Taunus im N stammt, woher sind dann aber die Graptolithen herzuleiten? Wir sind gar nicht gezwungen anzunehmen, daß dort, wo heute noch der Taunusquarzit über Tage ansteht, auch etwa zur Permzeit allein sein Ausstreichen lag. Natürlich werden wir klastische Flachseebildungen des Unterdevons nach dem jetzt Bekannten über die damalige Faziesverteilung mehr aus nördlicher Richtung erwarten. Doch wissen wir nicht, was alles unter der heutigen mächtigen Überdeckung der nicht wieder emporgetauchten Reste des variszischen Gebirgssystems liegt. Und dann: wer sagt, daß die fraglichen Gerölle zum Teil nicht schon lange vor der Hauptkonglomeratzeit auf abweichenden Bahnen von N her weit nach S gewandert waren?

So müssen die petrographischen Merkmale im Buntsandstein selbst mehr zur Klärung herangezogen werden.

Da sehen wir eine deutliche Zunahme des Geröllreichtums, wie auch der durchschnittlichen Geröllgrößen nach S zu im Hauptkonglomerat der Vogesen. Die Mächtigkeit schwillt etwas an; freilich sagt sie nicht viel bei Unterschieden von nur 15—30 m, auch nimmt sie örtlich und weiter südlich wieder etwas ab, wie die anderen Randgebilde. Gegen N treffen wir nach dem fast gänzlichen Verschwinden in der südwestlichen Pfalz, erst bei Zweibrücken—Pirmasens—Weißenburg und gegen NO zu wieder größere Mächtigkeiten und im Schwarzwald wird die Hühnereigröße nicht oft überschritten. Alles deutet auf eine nach N und O abnehmende Transportkraft; weit im N, in der Pfalz und gegen den Odenwald ist ein anderes System vorhanden. Wir denken bei der Herleitung des reichsländischen Hauptkonglomerats an Flüsse, welche aus S, also von dem Bergland des Vindelizischen Rückens, der sich einst zwischen dem französischen Zentralplateau und der Böhmisches Masse dehnte, kommen. Aus SSW führte der letzte Weg unsere Wanderer zur Rast im Hauptkonglomerat.

Folgerungen.

Kehren wir nun zu unseren anfänglichen Fragen zurück, so schließen wir unter Ablehnung tektonischer Ver-

stellung u. a. aus der verhältnismäßig rasch und unter geringer Rinnenbildung verlaufenen Geröllüberschüttung zur Hauptkonglomeratzeit bzw. seiner diskordanten Auflagerung:

1. Die sandige Landoberfläche, welche annähernd in der Geröllunterkante erhalten ist, war sehr eben.
2. Diese Oberfläche schnitt verschiedene Faziesbegrenzungsflächen diskordant ab. Letztere waren als ganzes keine Landoberflächen. Sie erhielten ihre Schräglage nicht tektonisch.
3. In den gleichen Fazieskomplexen ist nur ganz allgemein eine Entfernung vom Abtragungsgebiet gegen NO hin zu spüren.
4. Die Fazieskomplexe waren zum Teil gleichzeitig als ganzes deutlich zonenartig aufeinanderfolgend von SW gegen NO an der Oberfläche ausstreichend angeordnet.
5. Im Lauf der Zeit hat sich das Ablagerungsbecken fortlaufend vertieft, und gegen SW verschoben. Dadurch kam die Schräglage der Fazies-Begrenzungsflächen zustande.
6. Die Fehler, welche durch die Kartierung der faziesgleichen Flächen an Stelle der zeitgleichen entstehen, sind nicht groß, weil sich beide Flächen unter sehr spitzen Winkeln schneiden, teilweise wohl auch zusammenfallen.

Dies hängt damit zusammen, daß die Geschwindigkeit des Faziesvormarsches gegen SW groß war im Vergleich zu der des Sedimentabsatzes.

Immerhin könnte man sich vorstellen, daß irgendwo im SW oder S zu einer bestimmten Zeit sich noch die Fazies des konglomeratisch-grandigen „Rotliegenden“ entwickeln konnte, als sich weiter nördlich „sm₁“ und noch weiter nördlich vielleicht gar schon „sm₂“ bildete, ein Zustand, den das rasch übergreifende Hauptkonglomerat m. m. nach Art einer Momentphotographie festhielt. Die Übergänge von einem Faziestypus zum andern deuten darauf hin.

Daß „so“ im Schwarzwald trotz seines nach obigem dem Beckeninnern genäherten Bildungsortes im S sogar über Grundgebirge geht, hängt wohl sicher mit den besonderen Erscheinungen der Ingression zusammen. Solche sind nahelegend an einer beinahe keinen Abtragungsschutt mehr liefernden, weil flach abgetragenen, kleinen Grundgebirgs-

insel, wie sie im südlichen Schwarzwald angenommen werden kann.

Es soll hier der Fehler vermieden werden, welchen BORNEMANN 1889 durch seine extremen Anschauungen über die Faziesverteilung der Trias beging. Eine genauere Überlegung führt aber zu dem Schluß, daß die meisten der in üblicher Weise unterschiedenen Buntsandsteinglieder durch fazielle Beziehungen nicht nur zeitlich sondern auch regional innig miteinander verknüpft sind und durchaus nicht in allen Schichten ein voneinander abweichendes Alter besitzen. Wir wollen es nicht vergessen: viel häufiger als man gewöhnlich zugibt, legt unsere Kartierung nicht Zeit- sondern Faziesgrenzen fest, ganz besonders im fossilfreien Gebiet. Ändern können wir das freilich nicht.

Neueingänge der Bibliothek.

- ABENDANON, E. C.: Geologische en geographische Doorkruisingen van Midden-Celebes, 1909/10. Bd. I—IV u. 1 Atlas. Leiden 1917.
- AIGNER, E.: Der gegenwärtige Stand der Wünschelrutenfrage. Aus: „Die Wünschelrute“, IX. Leipzig 1920.
- ANDRÉE, K.: Über Tiefseesedimente und ihre Bedeutung für die geol. Zeitrechnung. Aus: Schr. Phys. ökon. Ges., LIX. Königsberg i. Pr. 1918.
- BÄRTLING, R.: Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der mittleren und oberen Kreide des Beckens von Münster. Aus: Z. D. G. G., 72. Berlin 1920.
- BECK, RICHARD: Über *Protohamnopteris Baldonfi* nov. sp., einen neuen verkieselten Farn aus dem Chemnitzer Rotliegenden. Aus: Abh. Math. Phys. Kl. Sächs. Akad. d. Wiss., 36. Leipzig.
- V. BÜLOW, KURD: Das Kieshofer Moor bei Greifswald. Aus: Mitt. Naturw. Ver. f. Vorpommern und Rügen, XLVIII. Greifswald 1921.
- BURBE, OTTO: Über einige Aufschlüsse im Devon des Gouvernements Pleskau. Aus: Z. D. G. G., 72. Berlin 1920.
- Ein Vorkommen von Ockererde im Rät am Nordrande der Herforder Liasmulde. Aus: 13. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover. Hannover 1920.
- CINEMA, C.: Il glacialismo nel gruppo del Monte d'Ocre (Abruzzo Aquilano), Roma. R. soc. geogr. ital. Rom 1919.
- Sulla espansione glaciale quaternaria nella conca del pucino Roma.
- Antiche caldaie litorane nell' istmo di catanzaro. R. soc. geogr. ital. Rom 1917.
- Fenomeni di erosione sulle coste dell' isola di Pianosa nel mar Tirreno. R. soc. geogr. ital. Rom 1920.
- Materiali per l'idrologia sotteranea italiana. II, Aecune notizie sulla polla di cadimore sulla sprugola della spezia e sui tentativi fatti per captarne le asque. Rom 1916.
- Depositi glaciali, Lungo la valle del Rio Arno nel gruppo del Gran Sasso d'Italia. Rom 1920.
- Traccie di vaste glaziazioni antiche nei monti della duchessa. Aus: Rendic. R. Accad. dei Sincel. Cl. sci. fis., mat. e nat. XXVIII, serie 5a. Rom 1919.
- Osservazioni sui giacimenti di bauxite dell' Appennino, dell' Istria et della Dalmazia. Aus: Rendic. R. Accad. dei Sincel. Cl. sci. fis., mat. e nat. XXIX, serie 5a. Rom 1920.
- Le bauxiti dell' Istria e della Dalmazia. Aus: Rivista La Miniera Italiana, IV. Rom 1920.
- DENCKMANN, A., und SIEGERT, L.: Begehungen zur Aufklärung der Stratigraphie des Unterharzes im Sommer 1916. Aus: Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. für 1918, XXXIX, I. Berlin 1920.
- DROST, JOSEPH: Der Südflügel des Tüngersheimer Sattels. Würzburg 1920.

- ETZOLD, FRANZ: Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1907—1915. Aus: Abh. Math. Phys. Kl. Sächs. Akad. d. Wissenschaften, 36. Leipzig.
- V. FREYBERG, BRUNO: Über die Entstehung des Magneteisenerzes vom Schwarzen Krux bei Schmiedefeld im Thür. Wald (Kreis Schleusingen). Aus: „Erdmann, Jahrb. Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteld. Bodenschätze u. ihrer Verwertung“, Heft 2. Halle a. S. 1920.
- FULDA, E.: Erdöl u. Salz. Aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., 28. Halle a. S. 1920.
- GIGNOUX, M. et HOFFMANN, C.: Le Bassin pétrolifère de Pêchelbronn (Alsace). Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine. Strassbourg 1920.
- GILBERT, CHESTER G.: Sources of Nitrogen compounds in the United States, Smithsonian Institution. Washington 1916.
- GRÄBERT, C.: Besprechung von FR. WIEGERS, Diluvial-Prähistorie als geologische Wissenschaft. Steinbruch und Sandgrube. 20. Halle a. S. 1921.
- HAARMANN, E.: Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen. Aus: Z. D. G. G., 72. Berlin 1920.
- HUCKE, KURT: Diluvialprobleme, Inaug.-Diss. Güstrow i. M. 1921.
- KELLER, FRANZ: Petrographische Untersuchung unterfränkischer Steinartefakte. Meiningen 1920.
- KLÄHN, HANS: Der Wert der Variationsstatistik für die Paläontologie. Aus: Ber. naturf. Ges. Freiburg, 22. Freiburg i. Br. 1920.
- KOSSMAT, FRANZ: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Aus: Math. Phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., 38. Leipzig.
- KRANZ, W.: Ergebnisse geol. Untersuchungsmethoden bei Beton-Druckproben. Aus: Z. prakt. Geol., 28. Halle a. S. 1920.
- Beitrag zum Nördlinger Kies-Problem. Aus: Zentralbl. Min. Stuttgart 1920.
- Het Aantoonen van relatieve inzinkingen in Beieren. Wetenschappelijke Bladen. Haarlem.
- Beiträge zur Entwicklung der Kriegsgeologie. Aus: Geol. Rundschau, XI. Leipzig 1921.
- Zur Geologie und Morphologie der Umgebung von Bad Wildungen. Aus: Z. D. G. G., 72. Berlin 1920.
- Geologie und Beton. Aus: „Die Umschau“ (Prometheus), XXV. Frankfurt a. M.-Niederrad 1921.
- KRUSCH, P.: Über Adsorptions- u. Adhäsionsmetasomatose und ihre Raumbildung. Aus: Z. prakt. Geol., 29. Halle a. S. 1921.
- Der Gebirgsbau im holländisch-preußischen Grenzgebiet von Winterswijk, Weseke, Buurse usw. Aus: Z. D. G. G. 71. Berlin 1919.
- Primäre und sekundäre Erze unter besonderer Berücksichtigung der „Gel“- und der „Schwermetallreichen“ Erze. Étude faite à la XIIe. Session du Congrès géologique international, reproduit du Compte-rendu.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 12. 73. Band. 1921.
Berlin 1922.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.



INHALT.

	Seite
Protokoll der Sitzung am 7. Dezember 1921	289
<i>Vorträge:</i>	
✓ ERNST, W.: Über den oberen Gault von Lüneburg. (Hierzu Tafel XI und XII)	291
✓ BERG, G.: Mechanismus der Seifenbildung (Titel) . .	321
POMPECKJ, J. F.: Herkunft der Gerölle von Graniten, Gneisen und Quarziten im Transgressionskonglo- merat des Gault von Lüneburg	321
Satzung	325
Geschäftsordnung	333
Ortsregister	340
Sachregister	344
Titelblatt	I
Inhaltsverzeichnis	II
Druckfehlerberichtigungen	

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1922

Vorsitzender:	Herr POMPECKJ	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	{ „ RAUFF	„	JANENSCH
Vorsitzende:	„ DEECKE-Freiburg i. Br.	„	LEUCHS-München
Schatzmeister:	„ PICARD	„	SOLGER
Archivar:	„ DIENST		

Beirat für das Jahr 1922

Die Herren: BERGEAT-Königsberg, BUXTORF-Basel, KRUSCH-Berlin, MADSEN-Kopenhagen, STILLE-Göttingen, STREMME-Danzig, Frh. STROMER v. REICHENBACH-München, SUESS-Wien, O. WILCKENS-Bonn.

—□—

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahrenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

—□—

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Berggrat Professor Dr. Bärtling**, Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E. V. zu überweisen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 12.

1921.

Protokoll der Sitzung am 7. Dezember 1921.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende teilt mit, daß folgende Herren als neue Mitglieder der Gesellschaft beizutreten wünschen:

Herr Privatdozent Dr. JULIUS PIA, Kustos am Naturhistorischen Staatsmuseum in Wien, Burgring 7, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, PICARD, DIENST;

Herr Dr. R. WULFF, Aachen, Technische Hochschule, vorgeschlagen von den Herren DANNENBERG, SEMPER, KLOCKMANN;

Herr Pater AUGUST PADTBERG, Freiburg i. Br., Vincenzhaus, vorgeschlagen von den Herren DEECKE, KLÄHN, PRATJE;

Herr cand. geol. BERNHARD BESCHOREN, Freiburg i. Br., Geolog. Institut, vorgeschlagen von den Herren DEECKE, KLÄHN, PRATJE;

Herr stud. min. HENRY W. LINDLEY, Gießen, Ludwigstraße 37, vorgeschlagen von den Herren SCHNEIDERHÖHN, HARRASSOWITZ, CISSARZ;

Herr CONSTANS HEINERSDORFF, Teilhaber der Firma R. IBACH Sohn, Düsseldorf, vorgeschlagen von den Herren WUNSTORF, PAECKELMANN, DIENST;

Herr Studienrat Dr. ERNST RUEBENSTRUNK, Nordhausen, Realgymnasium, vorgeschlagen von den Herren GÖTZ, STEUER, GLÖCKNER;

Herr stud. geol. KARL RODE, Berlin-Dahlem, Unter den Eichen 89a, vorgeschlagen von den Herren JANENSCH, POMPECKJ, RECK;

Herr stud. geol. HERBERT ROHLEDER, Berlin NW 52, Paulstr. 11 I, vorgeschlagen von den Herren JANENSCH, POMPECKJ, RECK;

Herr Dr. ARRIEN JOHNSEN, ord. Prof. d. Min. u. Petrogr. an der Universität, Berlin N 4, Invalidenstr. 43, vorgeschlagen von den Herren BELOWSKY, JANENSCH, POMPECKJ.

Die als Geschenk für die Bibliothek eingegangenen Druckschriften werden vorgelegt und besprochen.

Herr BÄRTLING gibt das Ergebnis der vorgenommenen Neuwahl des Vorstandes und Beirats für das Jahr 1922 bekannt.

Das Wahlergebnis wurde durch die Herren v. BÜLOW, DIENST, JANENSCH, RECK, STIELER und BÄRTLING festgestellt.

Es wurden 459 gültige und 7 ungültige Stimmen abgegeben.

Es erhielten Stimmen:

Als Vorsitzender:

Herr POMPECKJ 455 Stimmen, Herr RAUFF 2, Herr BEYSCHLAG 1 Stimme.

Als stellvertr. Vorsitzende:

Die Herren RAUFF 458, DEECKE 452, SAUER, GAGEL und SALOMON je 2 Stimmen, BÜCKING und JAEKEL je 1 Stimme.

Als Schriftführer:

Die Herren BÄRTLING 459, JANENSCH 458, LEUCHS 458, SOLGER 458 Stimmen, CRAMER, SCHNEIDER und HESS v. WICHENDORFF je 1 Stimme.

Als Schatzmeister:

Herr PICARD 458 Stimmen.

Als Archivar:

Herr DIENST 458 Stimmen.

Als Beiratsmitglieder:

Die Herren BERGEAT 456, BUXTORF 456, KRUSCH 454, MADSEN 453, STILLE 457, v. STROMER 455, STREMMER 451, SUESS 451, O. WILCKENS 442, CLOOS 5, ANDREE, BROILI, KRENKEL, v. SEYDLITZ, STEUER und WÜST je 2 Stimmen, BORNHARD, BRANCA, HAARMANN, HENNIG, JAEKEL, ER. KAISER, KALKOWSKI, KLEMM, KRANZ, MICHAEL, RICHERT, RICHTER, SALOMON, SCHREITER, SCHUHMACHER, SOERGEL, STUTZER, WEPFER und VAN WERVEKE je 1 Stimme.

Demnach sind gewählt:

Zum Vorsitzenden:

Herr POMPECKJ.

Zu stellvertr. Vorsitzenden:

Herr RAUFF und

„ DEECKE.

Zu Schriftführern:

Herr BÄRTLING,

„ JANENSCH,

„ LEUCHS,

„ SOLGER.

Zum Schatzmeister:

Herr PICARD.

Zum Archivar:

Herr DIENST.

Zu Beiratsmitgliedern:

Die Herren: **BERGEAT, BUXTORF, KRUSCH, MADSEN,**
STILLE, v. STROMER, STREMMER, SUESS und O. WILCKENS.

Die neugewählten Mitglieder des Vorstandes und Beirats erklären sich, soweit sie anwesend sind, bereit, die Wahl anzunehmen.

Herr **W. ERNST**, Hamburg, spricht

Über den oberen Gault von Lüneburg.

(Hierzu Tafel XI u. XII.)*

Durch das Entgegenkommen von Herrn Prof. GÜRICH wurde es mir ermöglicht, im Herbst 1921 Untersuchungen in der angeblichen Tourtia von Lüneburg vorzunehmen. Dieselben erstrecken sich bisher lediglich auf die im Norden der Stadt gelegenen Zeltbergaufschlüsse und wurden durch die Ungunst der Witterung unterbrochen; jedoch können die wichtigsten Fragen schon heute im wesentlichen als geklärt gelten. Da die gemachten Beobachtungen eine Reihe bislang nicht bekannter Tatsachen ergaben und zu einer nicht unwesentlichen Umdeutung hinsichtlich des Alters der betr. Schichten nötigten, so erschien es zweckmäßig, hierüber bereits jetzt eine vorläufige Mitteilung zu machen.

*) Der Vortrag wurde durch 15 Lichtbilder und eine große Zahl von Belegstücken erläutert. Bei der hier erfolgten Wiedergabe mußten in Ermangelung des Anschauungsmaterials einzelne Stellen etwas ausführlicher behandelt werden.

Im Jahre 1892 hatte GOTTSCHÉ(7.)¹⁾ im unteren Teil der Lüneburger Kreide am Zeltberg mächtige, bis dahin nicht bekannte Tonmergel aufgefunden, welche er nach den darin enthaltenen Fossilien und insonderheit den Belemniten, die er als *Belemnites minimus* LIST. bestimmte, für Minimus-Schichten des oberen Gault erklärte. Ein Jahr später glaubte v. STROMBECK (17.) die betreffenden Belemniten als *Belemnites ultimus* D'ORB. und die sie einschließenden Mergel demnach als Tourtia deuten zu müssen. Zweifellos befand sich v. STROMBECK gegenüber GOTTSCHÉ insofern im Recht, als beiden Autoren zu jener Zeit der *Neohibolites minimus* LIST. vom Zeltberg noch nicht vorgelegen hat, wie dies auch von GOTTSCHÉ auf der Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Goslar anerkannt wurde. Der Anwurf, welcher später gegen v. STROMBECK erhoben wurde, „an der etwa 50° geneigten Steinmergelbank hinaufzuklettern und die Belemniten (*Bel. minimus*) unter diesen Umständen abzulesen, sei eine Aufgabe gewesen, die der alte Herr mit seinen 80 Jahren einfach nicht mehr leisten konnte“, ist hinfällig aus dem Grunde, weil damals die untersten Schichten der Zeltberg-Kreide noch gar nicht aufgeschlossen waren. Erst einige Jahre später wurde der Weststoß der Zeltberggrube weiter nach W. vorgetrieben und die von zahllosen Exemplaren des *Neohibolites minimus* LIST. und seiner Varietäten erfüllten Basis-schichten der Kreide sowie die diskordant darunter lagernden dolomitischen Mergel und Steinmergel des mittleren Keupers erreicht. STOLLEY (13, 14, 15) und GAGEL (2, 3, 4, 5, 6) hatten dann Gelegenheit, die Grenzsichten zwischen Keuper und Kreide näher zu untersuchen, kamen aber dabei zu etwas abweichender Auffassung. Während nach GAGELS Untersuchungen die Exemplare des *Belemnites minimus* restlos aufgearbeitet auf sekundärer Lagerstätte in der transgredierenden unzweifelhaften Tourtia liegen und gewisse aberrante Formen unter den Belemniten (STOLLEY hat dieselben jüngst (16) als *Neohibolites minimus* LIST. var. *incisa* beschrieben) auch noch auf die Zerstörung wesentlich älterer Schichten hindeuten, sollen nach STOLLEYS Beobachtungen noch „Spuren von oberem Gault“ „in Gestalt einer Abrasionsbildung“ an der Basis

¹⁾ Die in Klammern beigelegten Zahlen beziehen sich auf das am Schluß befindliche Literaturverzeichnis.

der Tourtia vorhanden sein, so „daß also die Transgression des Kreidemeeres auch hier im Norden,, „nicht mit dem untersten Cenoman, sondern schon mit oberem Gault beginnt“. Trotz der nicht allzu großen tatsächlichen Differenz zwischen den beiderseitigen Anschauungen ist es darüber zu einer ausgedehnten Polemik zwischen den beiden Autoren gekommen, welche jedoch zu einer Förderung der Streitfrage in keiner Weise beigetragen hat. In jüngster Zeit kommen STOLLER (12), v. LINSTOW (9) und STOLLEY (16) auf den Gegenstand zurück, geben aber bei ihren Betrachtungen im wesentlichen die alten Deutungen in neuer Fassung wieder, und STOLLEY zieht gewissermaßen das Fazit unserer zeitigen Kenntnis: „Ohne Zweifel war also bei Lüneburg Minimus-Ton des oberen Gaults als ältester Kreidehorizont entwickelt; ohne Zweifel verdankte derselbe einer Transgression nach langer Festlandszeit seine Entstehung; ohne Zweifel folgte dieser Transgression des Meeres des oberen Gaults in der Grenzzeit von Gault und Cenoman eine kurze Phase der Regression, welche zu mehr oder minder starker Aufarbeitung des eben abgelagerten oberen Gaults und seiner zahlreichen Belemnitenrosten führte, und ohne Zweifel nahm nach dieser Regression wieder der Hauptvorgang der Transgression seinen weiteren, mit steter Vertiefung des Cenomanmeeres verbundenen Fortgang.“ Nichts hiervon ist letzten Endes ohne Zweifel, wie die folgenden Betrachtungen ergeben.

Was bisher vollkommen übersehen wurde, ist die Tatsache, daß die Zeltberg-Kreide mit einem wohl entwickelten Geröllhorizont beginnt — einem Transgressionskonglomerat, wie es in solcher Ausdehnung und Deutlichkeit nur selten der Beobachtung zugänglich ist. Dasselbe konnte an dem Weststoß des Zementfabrikbruchs (sog. Tongrube der Zementfabrik) auf weite Erstreckung hin freigelegt werden, wurde aber auch in dem etwa 200 m im Streichen der Schichten südöstlich gelegenen Salinenbruch (Soda-fabrikbruch, neue Grube der Zementfabrik) erschürft. In beiden Gruben ruht an den in Betracht kommenden Stellen der Betrieb seit einer Reihe von Jahren, so daß größere Aufgrabungen erforderlich waren, bei denen ich in bereitwilligster Weise durch den Präparator des Mineralogisch-Geologischen Staatsinstituts in Hamburg, Herrn P. FESER, und verschiedene andere Herren unterstützt wurde.

An dem über 100 m langen und etwa 8 m hohen Weststoß des Zementfabrikbruchs ist der Abbau der Gault-

mergel bis \pm nahe an die im Mittel unter $30\text{--}40^\circ$ einfallende Transgressionsfläche auf dem mittleren Keuper erfolgt, so daß diese — wo nicht bereits durch Regen die darauflagernden Schichten im Laufe der Jahre restlos heruntergespült waren — durch allmähliches Abräumen abgedeckt werden konnte. Zwei größere (von 9 bzw. 17,5 m horizontaler Sprungweite) und mehrere kleine, \pm querschlägig verlaufende Verwerfungen durchsetzen die Schichten und bedingen eine Verschiebung derselben derart, daß die den Bruch im W ungefähr begrenzende Transgressionsfläche von N nach S kulissenförmig immer weiter in den Bruch hinein vorspringt. Durch diese Querverwerfungen kommen wiederholt jüngere Schichten in das Streichen der Transgressionsfläche hinein, und es wird erklärlich, daß dort, wo die Verwerfungen hindurchsetzen, Belemniten aus verschiedenaltigen Schichten in unmittelbarer Nachbarschaft der Transgressionsfläche gefunden werden. Das Streichen der Transgressionsfläche schwankt in ihren verschiedenen, durch die Querverwerfungen zerrissenen und verschobenen Teilen zwischen $N\ 30^\circ\ W$ und $N\ 40^\circ\ W$, wendet sich aber in der nordwestlichen Ecke des Bruches jenseits einer etwas spießbeckig verlaufenden Verwerfung nach $N\ 70^\circ\ W$, so daß die Schichten hier schräg in die Grubenwand hineinstreichen (vgl. Tafel XI, Fig. 1). In dem größten Teil des Aufschlusses wird die Transgressionsfläche durch die vielfach beschriebene, feste Steinmergelbank des mittleren Keupers gebildet (vgl. Tafel XI, Fig. 2 und die Abbildung bei GAGEL, 2. S. 246, Fig. 1), die an vielen Stellen in überaus schöner Weise eine starke Korrosion ihrer Oberfläche und mannigfaltige Anbohrung durch verschiedenartige bohrende Organismen (Muscheln, Spongien, Würmer und Algen) des transgredierenden Kreidemeeres erkennen läßt. Die Bank ist ferner von einem System von Rissen durchzogen, welche dieselbe in große, unregelmäßig-polyedrische Platten zerteilen. Die Risse sind als Schwundspalten zu deuten, die bei der Transgression des Kreidemeeres jedenfalls schon vorhanden waren, wie daraus hervorgeht, daß das hangende Konglomeratgestein bis 10 cm tief in dieselben eindringt. Zum Teil haben die Risse hierbei eine nachträgliche Erweiterung durch Ausstrudlung erfahren, wie an manchen Stellen die gerundeten Ecken und Kanten der Platten zeigen. An anderen Stellen — so namentlich im südlichsten und nördlichsten Teil der Grube — treten weniger

widerstandsfähige, hellblaugraue, grünliche, gelbliche und rötliche dolomitische Mergel an die Transgressionsfläche heran, wodurch eine deutliche, wenn auch schwache Diskordanz zwischen Keuper und Kreide erkennbar wird, welche nach den vorgenommenen Berechnungen 5° nicht übersteigt. Im Salinenbruch endlich konnte schon GAGEL die Auflagerung der Kreide auf hellblaugraue, dolomitische Gipskeupermergel feststellen. Hier ist die unter N 45° W streichende Transgressionsfläche nur auf wenige Meter Erstreckung in der äußersten Südwestecke des durch die ehemalige Zementfabrik geschaffenen Aufschlusses zu beobachten und streicht von dort nach SO unter die Straße „Am Kreideberge“ und nach NW unter den Bremsberg des Salinenbruchs und das anstoßende Gartengelände.

In unmittelbarer Überlagerung der Transgressionsfläche fand sich in beiden Aufschlüssen an sämtlichen Stellen, an denen die Schichten noch in ihrem ursprünglichen Verband angetroffen wurden, nun nicht die nach den bisherigen Beobachtungen darauflagernde Anhäufung von korrodierten Rostren des *Neohibolites minimus* LIST., sondern zunächst das erwähnte Transgressionskonglomerat. Dank dem Umstand, daß man im Zementfabrikbruch beim Abbau die Schichten nicht restlos bis auf die Transgressionsfläche entfernt hatte, sondern auf weite Erstreckung hin noch bis über 1 m mächtige Schichten darauf liegengeblieben waren, konnten dort ohne allzu große Erdbewegungen von uns über 250 qm des Konglomerats allmählich abgebaut werden, wodurch ein genauer Einblick in die Zusammensetzung und Geröllführung desselben gewonnen wurde.

Die Mächtigkeit des Konglomerats schwankt im Durchschnitt zwischen 5 und 15 cm, doch steigt dieselbe bisweilen auf 30 cm an, ja es wurden an Stellen, wo einzelne Keuperbänke klippenförmig an die Transgressionsfläche herantraten oder wo letztere in den weicheren Gesteinen rinnen- bzw. strudelförmig ausgekolkt war, Mächtigkeiten bis zu 50 cm gemessen. An anderen Stellen — so namentlich im Salinenbruch und im Zementfabrikbruch nördlich der Hauptquerverwerfung — sinkt die Mächtigkeit noch unter den angegebenen Betrag herab, so daß hier der Horizont nur durch eine dünne Geröllage gebildet wird.

Ähnlich wie die Mächtigkeit des Konglomerats ist auch die Zusammensetzung desselben an den verschiedenen Stellen mancherlei Schwankungen unterworfen, und zwar

sowohl hinsichtlich der Verteilung und der Größe der Gerölle, wie auch in der Beschaffenheit der Einbettungsmasse. In seiner Gesamtheit setzt sich das Konglomerat aus folgenden Bestandteilen zusammen: der Einbettungsmasse, Keupergeröllen, Phosphoriten von dreierlei Beschaffenheit, Brauneisengeröllen, Geröllen von rotem, tonigem Kalk, Geröllen paläozoischer Gesteine und „verschiedenen“ Geröllen unbestimmter Herkunft.

Schon die Einbettungsmasse der Gerölle ist an den verschiedenen Stellen der Aufschlüsse nicht einheitlich ausgebildet. In dem südlichen Teil des Zementfabrikbruchs besteht sie zu unterst aus 3—6 cm mächtigen, grünlichen, gelb- bis rostbraun gefleckten Mergeln von geringem, jedoch ungleich verteiltem Sandgehalt, auf die nach oben 5—15 cm tiefrote, schwach sandige Mergel folgen. Die rote Lage keilt nach N ziemlich plötzlich aus und der ganze Horizont wird durch 10—20 cm mächtige, grünliche bis gelbbraune, \pm sandige Mergel vertreten, in denen massenhaft Nester und Streifen von Brauneisenmulm lagern, der offenbar auf die Zersetzung von Schwefelkies zurückzuführen ist. In der Nordwestecke der Grube ist endlich die ganze Masse in 10—20 cm Mächtigkeit tiefrot gefärbt, während sie etwas weiter südlich eine mehr rot- bis schokoladenbraune Färbung aufweist. Ob diese Farbenänderungen der Grundmasse auf einer wechselnden Beimengung von aufgearbeitetem, verschiedenfarbigem, feinstem Keupermaterial beruhen oder ob hierbei — wie in den hangenden Minimus-Schichten — sekundären Umsetzungen der die Färbung bedingenden Eisenverbindungen die Hauptrolle zukommt, dafür konnte ich bisher keinen bestimmten Anhalt gewinnen. Sicherlich aber steht die verschiedene Färbung an den einzelnen Stellen in keinem Zusammenhang mit den jeweils im direkten Liegenden auftretenden Keuperschichten, vielmehr sind diese umgekehrt an vielen Stellen — und besonders dort, wo die rote Lage unmittelbar auf hellen Keupermergeln ruht — vom Hangenden her mehr oder minder tief durch Eisenlösungen infiltriert. Die Grundmasse ist im allgemeinen wenig fest, so daß die Gerölle sich leicht aus ihr lösen; vollkommen locker erscheint sie jedoch nur in der Nähe der Tagesoberfläche. An manchen, mehrere Meter unter dem Ausgehenden gelegenen Stellen ist sie durch sekundäre Kalkanreicherung zu unregelmäßig gestalteten, bis 20 cm langen festen Knauern verkittet, in denen kleine und kleinste Bröckchen von

Keupergesteinen und Phosphoriten sowie größere, wohlgerundete Quarzkörner regellos verteilt sind.

Den bei weitem größten Anteil an der Geröllführung des Konglomerats haben Keupergesteine. Vorherrschend sind unter den größeren Geröllen hellgraugrüne, gelblichgrau verwitternde Steinmergel; daneben finden sich in großer Menge solche von dunkelgrauer, rötlicher und blaugrüner Färbung, welche sämtlich vollkommene Übereinstimmung mit den Gesteinen zeigen, die auch heute noch im Liegenden des Geröllhorizonts anstehen. In vielen Fällen sind die Steinmergel von der Oberfläche her mehr oder weniger tief mit Eisenlösungen durchtränkt und zeigen infolgedessen außen häufig eine gelb- bis rostbraune Färbung, die bisweilen oberflächlich sogar den tiefroten Ton der Einbettungsmasse annimmt. Die Gerölle sind vielfach nur **ecken- und kantengerundet**, weisen aber ebenso häufig eine allseitige, vollkommene Rundung auf. Ihre Oberfläche ist stets mehr oder weniger stark korrodiert und bei der Mehrzahl der größeren Gerölle \pm allseitig durch bohrende Organismen in ähnlicher Weise angebohrt, wie dies die Transgressionsfläche auf der Steinmergelbank zeigt. Die Größe der Gerölle schwankt von Erbsengröße bis zu 50 cm Durchmesser. An vielen Stellen liegen sie dicht an- und übereinander gehäuft, sind nur durch wenig Einbettungsmasse voneinander getrennt und bilden, namentlich dort, wo sie besondere Größe erreichen, eine förmliche **Blockpackung** (siehe Tafel XII, Fig. 2). An anderen Stellen wiegt die Grundmasse vor, und die Gerölle treten nur einzelt und dann gewöhnlich in geringerer Größe in derselben auf. Neben den festen Steinmergeln kommen in großer Zahl meist kleine Brocken von weicheren, ähnlich gefärbten, dolomitischen Mergeln vor, die aber bei ihrer geringen Festigkeit und Neigung zu klüftigem Zerfall nur selten vollständig aus dem Konglomerat herauszulösen sind. Ziemlich zahlreiche, meist plattige Gerölle von graugrünen, sandig-dolomitischen Mergeln bis dolomitischen Sandsteinen dürften wohl ebenfalls dem mittleren Keuper entstammen, da sie denjenigen Gesteinen gleichen, welche auf der Schafweide bisweilen als Einlagerungen in den Gipskeupermergeln zu beobachten sind.

Von größerem Interesse ist der zweite Hauptbestandteil des Konglomerats, die Phosphoritgerölle, deren Vorkommen über der Transgressionsfläche bereits STOLLEY mehrfach erwähnt hat, ohne daß ihnen aber bisher die

nötige Würdigung beigemessen wurde. Dieselben finden sich in geringerer Menge als die Steinmergelgerölle, kommen aber namentlich in den rillenartigen Vertiefungen der Steinmergelbank und neben klippenförmigen Aufragungen einzelner Keuperbänke in großer Anhäufung vor. Im übrigen liegen sie besonders in der basalen Lage des Konglomerats unmittelbar auf der Transgressionsfläche unter der Hauptmasse der Keupergerölle, werden aber, wenn auch etwas weniger zahlreich und in ungleicher Verteilung, auch in dem mittleren und oberen Teile des Konglomerats angetroffen. Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit lassen sich zwei in ihrem Aussehen sehr verschiedene Gruppen von Phosphoriten unterscheiden, die dichten und die körnigen Phosphorite, denen sich eine dritte Gruppe anschließt, die petrographisch etwa eine Mittelstellung zwischen den beiden anderen einnimmt und nach ihrem Äußeren nicht immer sicher von jenen zu trennen ist.

An Menge wie an Größe treten die dichten Phosphorite gegenüber den körnigen etwas zurück. Ihre Größe schwankt vom kleinsten Bröckchen bis zu hühnereigroßen Geröllen; vorherrschend sind solche von Haselnuß- bis etwas über Walnußgröße. Die äußere Form der Gerölle ist sehr verschieden. Regelmäßige, kugelige oder ellipsoidische Gestalten, wie sie in ähnlichen Phosphoritvorkommen die Hauptmenge bilden, sind verhältnismäßig spärlich vertreten; manche Stücke geben sich als abgerollte Ausschnitte von Kugeln oder Ellipsoiden zu erkennen. Die meisten Phosphorite aber besitzen ganz unregelmäßige, zumeist gerundet-polyedrische, seltener plattige Gestalten, die vollkommen den Eindruck erwecken, als wenn es sich um unregelmäßig zersprungene und dann wieder stark abgerollte Bruchstücke größerer Phosphorite handelt, wie dies auch daraus hervorgeht, daß in den Fällen, wo größere Fossilien in den Phosphoriten enthalten waren, es sich lediglich um kleine Reste handelte, die von der Außenfläche der Phosphorite abgeschnitten wurden. Die vorherrschende Farbe der Phosphorite, insonderheit die der Oberfläche, ist dunkelgrau bis schwarz, geht aber außen infolge Verwitterung durch alle Abtönungen von Grau allmählich ins Grauweiße oder Gelblichweiße über; daneben finden sich jedoch viel seltener Phosphorite von dunkelbraungrauer bis gelbbrauner Färbung. Bei vielen Stücken — aber nur bei solchen, die in der Nähe der Oberfläche dicht unter der Rasendecke gefunden wurden — ist die weißliche Färbung

auf ein ganz unregelmäßiges System feiner, schwach vertiefter Rinnen und Streifen auf ihrer Außenfläche beschränkt und rührt anscheinend daher, daß hier Pflanzenwurzeln dem Gestein die Phosphorsäure entzogen haben. Wenige Phosphorite sind mit einem weitmaschigen Netz tieferer Rillen überzogen, die wohl nur als Schwundrisse gedeutet werden können. Bei zahlreichen Stücken zeigt die Oberfläche — ähnlich wie diejenige der Steinmergelgerölle — Anbohrungen durch bohrende Organismen (Muscheln und Schwämme), die bald nur vereinzelt auftreten, bald dicht aneinandergereiht die ganze Oberfläche bedecken. Manche der Bohrlöcher dringen tief in das Gestein ein und erweitern sich, unten keulig anschwellend. Die Oberfläche der Phosphorite ist in der Regel auffallend glatt und glänzend und erscheint vielfach wie poliert. Nur durch Verwitterung wird dieselbe matt und etwas rauh. Das Innere der Phosphorite ist bei den unverwitterten Stücken meist etwas heller als die Oberfläche, im Bruch undeutlich splitterig, und die Bruchfläche erscheint fast glatt, bisweilen etwas rauh. Manche Phosphorite geben sich deutlich als abgerollte Bruchstücke oder auch stark abgerollte vollständige Exemplare von Fossilien (Ammoniten, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Brachiopoden) zu erkennen, deren Bestimmung indessen infolge der starken Abrollung ungemein erschwert wird; in seltenen Fällen wurden auch phosphatisierte Holzreste beobachtet. Nur wenige der Fossilien ließen eine genaue Bestimmung zu: so *Aegoceras capricornu* SCHLOTH. aus dem Lias γ (vier Stücke), *Amaltheus margaritatus* MONTF. aus dem Lias δ (fünf Stücke), *Dumortieria* sp. (*Levesquei*-Gruppe) aus dem Lias ζ (ein Stück), *Harpoceras* sp. (*Aalensis*-Gruppe) aus dem Lias ζ (ein Stück) und *Stephanoceras* sp. (ein Stück einer niedermündigen Form mit zweigabeligen Rippen) aus dem mittleren Dogger. Nach dem Vorkommen dieser Ammoniten ist der Schluß gerechtfertigt, daß die dichten Phosphorite aus aufgearbeiteten Lias- und Doggerablagerungen stammen und aus Bruchstücken von — an anderen Orten in diesen Schichten beobachteten — Phosphoritkonkretionen hervorgegangen sind bzw. erst bei der Umlagerung durch Anreicherung der Phosphorsäure zu Phosphoriten geworden sind. Dieser Nachweis erscheint um so wichtiger, als die genannten Formationsabteilungen bei Lüneburg bisher nicht anstehend beobachtet wurden, während sie aber ehemals hier sicherlich zur Ablagerung

gekommen sein müssen und wahrscheinlich auch heute noch in einiger Entfernung von dem Kern der Zechsteinheraushebung in größerer Tiefe anstehen, wie dies von STILLE (11, S. 265) bereits 1911 vertreten wurde. Die Annahme von STOLLEY, daß „nach einer längeren, die oberste Trias, den gesamten Jura und vielleicht fast die ganze untere Kreide umfassenden Festlandszeit“ zuerst wieder „ein transgredierendes Meer des oberen Gault dort Ablagerungen abgesetzt“ hat, erfährt also durch den Nachweis von Lias- und Doggergeröllen eine weitgehende Einschränkung.

Häufiger als die dichten Phosphorite finden sich in dem Konglomerat Phosphoritgerölle der zweiten Gruppe, die „körnigen“ oder sandigen. Auch erreichen dieselben im Durchschnitt größere Dimensionen, insofern bis faustgroße Gerölle durchaus keine Seltenheiten sind. Die äußere Form der Stücke ist etwas regelmäßiger als die der dichten; es herrschen kugelig-knollige, vielfach mit Auswüchsen versehene oder länglich-gerundete bis unregelmäßig-ellipsoidische Gestalten vor. Viele Gerölle erwecken noch fast den Eindruck primärer Konkretionen und lassen nur geringe Spuren der Abrollung erkennen. Auch haften in diesen Fällen bisweilen noch geringe Reste des Ursprungsgesteins der Konkretionen — eines mittelkörnigen, sehr spärlich Glaukonit führenden, anscheinend durch ein kalkiges Bindemittel etwas verkitteten Sandes — in Rillen und Vertiefungen der Oberfläche. Letztere ist bei der Mehrzahl der Stücke rauh, nur an den vorspringenden Teilen mehr oder minder stark geglättet und dann schwach glänzend; selten beobachtet man auch vollkommene Glättung der Oberfläche. Anbohrung der Gerölle durch Bohrmuscheln findet sich in der Regel seltener als bei den dichten Phosphoriten, dagegen kehrt die unregelmäßige, feine, weißliche Riefung und Streifung der Oberfläche in gleicher Häufigkeit bei den unter der Rasendecke gefundenen Stücken wieder. Die innere und äußere Farbe der Phosphorite schwankt zwischen dunkel- und weißgrau, zwischen grau- oder rötlichbraun und gelblichweiß in allen Abtönungen. Im Querbruch erscheint das Gestein fast wie porphyrisch, indem zahlreiche, glänzende, häufig bis 1, ja zuweilen bis 2 mm große Quarzkörner in eine ± dichte Grundmasse eingesprengt sind. Neben den Quarzkörnern beobachtet man viel spärlicher bis 1 mm große, auffallend frische Feldspäte und ziemlich selten dunkelgrüne Glaukonitkörner. Häufig sind die gröberen Bestandteile sehr

ungleichmäßig in dem Gestein verteilt, indem sie bald unter Zurücktreteten der Grundmasse ziemlich dicht aneinandergedrängt liegen, bald nur vereinzelt und unregelmäßig in der Grundmasse auftreten, so daß manche Stellen des Gesteins fast homogen erscheinen. Fossilien sind in den körnigen Phosphoriten sehr viel seltener als in den dichten und zudem sehr schlecht erhalten. Immerhin liegen eine Reihe von Stücken vor, von denen die besseren sich als *Douvilléiceras* sp. (Martini-Gruppe), *Oppelia* (*Adolphia*) cf. *nisoides* SAR. und *Terebratula* sp. bestimmen ließen. Hohlräume in dem Gestein weisen ferner auf das ehemalige Vorhandensein von Belemnitenrostren hin, die sehr wohl zu *Neohibolites Ewaldi* v. STROMB. gehören könnten. Durch das Vorkommen der genannten Ammoniten ist es als sicher erwiesen, daß die körnigen Phosphorite dem Untergault²⁾ entstammen, der also gleichfalls bei Lüneburg zur Ablagerung gelangt sein muß, womit die Annahme von STOLLEY hinfällig wird, „daß ältere Schichten als oberer Gault bei Lüneburg niemals vorhanden waren“.

In ähnlicher fazieller Ausbildung (Glaukonitsand mit Phosphoritknollen) und mit den gleichen Fossilien ist der Untergault auch in den von mir aus der weiteren Umgebung von Ahrensburg und Nusse in Schleswig-Holstein beschriebenen und dort außerordentlich häufigen Diluvialgeschieben entwickelt, deren Heimatsgebiet ebenso wie dasjenige der mit ihnen in großer Vergesellschaftung auftretenden Lias- (und bei Ahrensburg und Ötjendorf auch Mittelneokom-) Geschiebe in nicht allzugroßer nordöstlicher Entfernung von ihren heutigen Fundpunkten zu suchen sein dürfte (vgl. ERNST: Jura- und marine Unterkreidegeschiebe aus dem Diluvium Schleswig-Holsteins, diese Zeitschr., Bd. 72, Monatsber., S. 285). Aber auch von Dobbartin in Mecklenburg sind den holsteinischen Geschieben ähnliche Glaukonitsande mit Phosphoriten bekannt, wo sie nach einer handschriftlichen Notiz von GOTTSCHÉ unmittelbar auf Lias lagern, und auch hier gehören dieselben dem Untergault an, wie die mir daraus vorliegenden Stücke von *Oppelia*

²⁾ In der Benennung der verschiedenen Stufen der nord-deutschen Unter-Kreide schließe ich mich dem Vorgange von STOLLEY in der Verwerfung der französischen Bezeichnungsweise an und verwende althergebrachter deutscher Überlieferung folgend: Unterneokom = Valanginien, Mittelneokom = Hauterivien, Oberneokom = Barrémien, Untergault = Aptien, Mittulgault = Unterer Albien und Obergault = Oberes Albien.

(*Adolphia*) cf. *nisoides* SAR. und *Neohibolites Ewaldi* v. STROMB. beweisen.

Von besonderer Wichtigkeit für das Lüneburger Untergault-Vorkommen ist der Umstand, daß in Vertiefungen oder Bohrlöchern der dichten Phosphorite bisweilen derselbe mittelkörnige, spärlich Glaukonit führende Sand beobachtet wurde, wie er mitunter den körnigen Untergault-Phosphoriten anhaftet, und daß ferner die körnigen Phosphorite in einzelnen Fällen kleine, bis 1 ccm große Gerölle von dichten Phosphoriten teilweise umschließen. Hieraus erhellt, daß die dichten Jura-Phosphorite — wenigstens zu einem Teil — bereits zur Untergault-Zeit aufgearbeitet wurden, um dann später im Obergault zusammen mit den Sedimenten des Untergault nochmals umgelagert zu werden, so daß sie sich heute nicht auf sekundärer, sondern auf tertiärer Lagerstätte befinden. Es folgt ferner, daß nach der Heraushebung der Schichten bei Lüneburg, die wir — nachdem der Nachweis von Lias und Dogger geführt wurde — wohl unbedenklich mit STILLE (11, S. 264 f.) in jungjurassische Zeit versetzen dürfen, zuerst wieder das Untergault-Meer seine Sedimente ablagerte. In der langen, seit dem oberen Jura vergangenen Festlandszeit mögen etwa vorhanden gewesene Malmablagerungen von dem Kern der Lüneburger Heraushebung restlos abgetragen worden sein, so daß zur Zeit des Unter- und Obergault lediglich tiefere Juraschichten an die Erosionsbasis herantraten. Das Fehlen von Malmgeröllen in dem Transgressionskonglomerat am Zeltberg braucht also nicht gegen das einstige Vorhandensein des oberen Jura zu sprechen. Durch den Nachweis der Untergault-Transgression wird aber der „Beginn der großen Kreidetransgression“ „hier im Norden“ in eine ältere Zeit zurückverlegt. Daß derselben für das Gebiet des westlichen Baltikums eine sehr viel weitergehende Bedeutung zukommt, werde ich an anderer Stelle näher erörtern. Ohne Zweifel folgte aber der Untergault-Transgression bei Lüneburg vor Ablagerung der oberen Minimus-Schichten — in heute noch nicht näher zu begrenzender Zeit — eine kurze Phase der Regression, welche zu einer mehr oder weniger weitgehenden Zerstörung der gebildeten Gaultsedimente führte, und ohne Zweifel nahm nach dieser Regression der Hauptvorgang der Transgression zur Zeit der oberen Minimus-Schichten seinen weiteren Fortgang.

Von den vorstehend beschriebenen „körnigen“ Phosphoriten weicht die dritte Gruppe von Phos-

phoriten insofern ab, als bei ihnen die Quarzkörnchen in der Regel viel geringere Dimensionen erreichen. Zudem sind diese gewöhnlich viel eckiger und besitzen nicht den lebhaften Glanz wie bei jenen. Neben den Quarzkörnchen treten in geringerer Zahl feine Glimmerschüppchen auf, welche den gröberkörnigen Phosphoriten zumeist fehlen oder doch nur selten bei ihnen vorkommen. Umgekehrt werden bei den vorliegenden Stücken die Glaukonitkörner vermißt. Bei einem Teil der Phosphorite nehmen die Quarzkörnchen unter Zurücktreten der Grundmasse so zu, daß man das Gestein fast als Phosphatsandstein bezeichnen kann. Bei anderen hingegen sind die Quarzkörnchen nur spärlich in der Grundmasse verteilt und die Phosphorite dann oberflächlich nur schwer von den dichten Phosphoriten zu unterscheiden. Besonders charakteristisch für die Phosphorite dieser Gruppe ist das — zumeist jedoch nur spärliche — Vorkommen kleiner, selten bis 1 mm Größe erreichender, hellgelblicher bis rostbrauner Ooide. Dieselben bestehen aus einer mürben, zerreiblichen, stets \pm karbonathaltigen, brauneisenschüssigen Masse, deren starke Zersetzung auf die ursprüngliche Beschaffenheit der Ooide keine sicheren Rückschlüsse gestattet. Bei vielen Stücken sind die Ooide vollkommen ausgelaugt und nur noch deren Hohlräume vorhanden, die sich bei genauerer Betrachtung durch ihre rostbraune Auskleidung zu erkennen geben und hierdurch bei häufigerem Auftreten dem Gestein ein fein rostbraun gesprenkeltes Aussehen verleihen. Die Größe der Gerölle bleibt im Durchschnitt immer hinter derjenigen der körnigen Untergault-Phosphorite zurück und erreicht nur selten bis Hühnereigröße. Äußerlich geben sie sich jenen gegenüber zumeist durch ihre sehr viel stärkere Glättung der Oberfläche zu erkennen, doch ist dieselbe fast niemals so glänzend wie bei den dichten Phosphoriten. Durch Verwitterung wird die Oberfläche matt und rau und die Gerölle zeigen dann große Ähnlichkeit mit den gröberkörnigen Phosphoriten. Die innere und äußere Färbung der Phosphorite schwankt zwischen schwarzgrau und gelblichgrau; seltener beobachtet man auch graubraune Farbtöne. Häufig sind die Gerölle in gleicher Weise angebohrt wie die der dichten Phosphorite. An Fossilien fanden sich *Perisphinctes* sp., *Pseudomonotis echinata* Sow., *Astarte pulla* Roem. und *Gresslya* sp., so daß die feinkörnigen Phosphorite jedenfalls dem oberen Dogger entstammen. Gleich den dichten Jura-Phosphoriten

liegen dieselben — wenigstens zu einem Teil — heute im Obergault auf tertiärer Lagerstätte, da auch ihnen bisweilen der mittelkörnige, spärlich Glaukonit führende Sand des Untergaults anhaftet.

Einen weiteren, jedoch ziemlich selten vertretenen Bestandteil des Konglomerates bilden kleine, nur selten über Haselnußgröße erreichende Brauneisengerölle. Dieselben sind gegenüber den bisher behandelten Geröllen mehr als Nebengemengteile zu betrachten, welche nur lokal eine etwas größere Bedeutung gewinnen. Ihre äußere Form ist gewöhnlich unregelmäßig-polyedrisch oder plattig bis krummschalig mit deutlich abgenutzten, jedoch selten stark gerundeten Ecken und Kanten. Die Farbe der Stücke ist sowohl im Inneren als auch an der Oberfläche in der Regel dunkelbraun, bei anderen, je nach dem Grade der Verwitterung, hell- bis gelbbraun. Die Oberfläche ist glatt und glänzend und nur bei den verwitterten Stücken matt und erdig. Im Querbruch wie an den schmalen seitlichen Begrenzungsflächen beobachtet man häufig eine Bänderung, indem dunkel- und gelbbraune, der schaligen Ausbreitung der Stücke parallel verlaufende Lagen miteinander abwechseln. Die Gerölle geben sich dadurch deutlich als Bruchstücke schaliger Geoden zu erkennen. Fossilien wurden in den Brauneisengeröllen nicht gefunden, so daß deren Herkunft nicht sicher zu bestimmen ist. Immerhin liegt es nahe, sie aus dem Lias und Dogger herzuleiten und als Zerstörungsprodukte der in den Tonen dieser Formationsabteilungen weit verbreiteten Toneisensteingeoden zu betrachten. Dieselben eventuell teilweise auch auf jüngere Schichten zurückzuführen, erscheint bei unserer gegenwärtigen Kenntnis nicht angebracht, da für tonig entwickelten Untergault bei Lüneburg kein Anhalt gewonnen wurde.

Häufiger als die Brauneisengerölle finden sich namentlich im südlichen Teil des Zementfabrikbruchs wie im Salinenbruch bis nahezu Hühnereigröße erreichende Gerölle von orange- bis ziegelrotem, weißlich geflecktem, tonigem Kalk, oder auch aus diesem Gestein bestehende, mehr oder weniger abgerollte und schlecht erhaltene, isolierte Steinkerne von Fossilien (darunter bis 45 mm große biplikate Terebrateln und ein nahezu 30 mm hohes, unvollständiges Exemplar eines *Spondylus*). Die Gerölle finden sich an einzelnen Stellen in größerer Anhäufung, werden aber andernorts völlig vermißt. Bei der geringen Widerstandsfähigkeit des Gesteins gelingt es

nur schwer, sie vollständig aus dem Konglomerat herauszulösen. Die aus der roten Konglomeratschicht stammenden Stücke sind oberflächlich häufig tiefrot gefärbt, und diese Farbe dringt auch vielfach mehr oder weniger weit in die Gerölle ein. Da sicher bestimmbare Fossilien in diesen Geröllen nicht gefunden wurden, so bleibt ihr genaues Alter ungewiß. Petrographisch erinnert das Gestein am meisten an die orangerote Untergault-Kreide von Helgoland, in der ich bisher die beiden, auch petrographisch etwas verschiedenen Zonen des *Neohibolites Ewaldi* v. STROMB. und des *Neohibolites inflexus* STOLL. nachweisen konnte, von denen namentlich die erstere durch eine erstaunliche Fülle trefflich erhaltener Belemniten ausgezeichnet ist.

Von besonderer Wichtigkeit ist endlich das Vorkommen von Geröllen paläozoischer und kristalliner Gesteine, wie Quarzite, quarzitisches Sandsteine, Feldspat führende Sandsteine, Quarze, Hornsteine, Tonschiefer, Granite und Gneise, die im einzelnen noch der genaueren mikroskopischen Untersuchung harren. Dieselben finden sich im Vergleich zu den übrigen Geröllen verhältnismäßig spärlich, immerhin liegt aber eine größere Zahl von ihnen vor. Am häufigsten sind die Quarzgerölle, welche Größen bis zu 50 mm erreichen, eine Größe, die auch von den übrigen Geröllen nicht übertroffen wird. Nur eines der Granitgerölle, das in der größten Blockpackung von 40—50 cm großen Keupergeröllen gefunden wurde, weist einen längsten Durchmesser von 95 mm auf. Bei der nicht unbedeutenden Größe dieser Gerölle erscheint ein Transport derselben aus größerer Entfernung — etwa ein Flußtransport von Fennoskandia her — als ausgeschlossen. Vielmehr dürften auch sie ihren Ursprung in größerer oder geringerer Nähe von Lüneburg haben und von einer, noch zur Gaultzeit vorhandenen, Heraushebung älteren Gebirges im Gebiet des norddeutschen Flachlandes her stammen.

Außer den bisher behandelten Geröllen wurde noch eine Anzahl von verschiedenen Geröllen gesammelt, die sich indessen immer nur vereinzelt finden und deren genaue Herkunft bei ihrer indifferenten petrographischen Natur und dem Mangel an Fossilien nicht sicher zu bestimmen ist. Wenig gerundete Stücke von roten, hell gefleckten, glimmerreichen, bisweilen dümschichtigen, mürben Sandsteinen mögen der Trias entstammen. Ebenso dürften meist kleine Gerölle von roten, grünlich gefleckten Letten sich auf die gleiche Ursprungslagerstätte zurückführen

lassen; das gleiche gilt für einzelne Gerölle von hellem dolomitischen Kalken, welche undeutliche Fossilreste enthalten. Einstweilen unsicher bleibt die Stellung einiger wenig gerundeter Stücke eines gelblichen, feldspatreichen, sehr spärlich Glaukonit führenden, mürben Sandsteins. Inwieweit derselbe mit den von GAGEL (2, S. 244) aus den Bohrungen Königshall I und II beschriebenen, angeblich cenomanen Sandsteinen übereinstimmt, bleibt späteren Untersuchungen vorbehalten. Für letztere ist in der jedenfalls in etwas tieferem Meer gebildeten Schichtenfolge des Lüneburger Cenomans kein Platz, und man wird sie daher auf ihre eventuelle Zugehörigkeit zum Gault einer erneuten Untersuchung unterziehen müssen.

Was nun die Altersbestimmung des Konglomerats betrifft, so war eine solche mangels primär darin enthaltener Fossilien a priori nicht möglich. (Bei einer Anzahl in dem Konglomerat gefundener Hai-fischzähne muß es dahingestellt bleiben, ob sich dieselben auf primärer oder sekundärer Lagerstätte befinden.) Lediglich der Umstand, daß die Geröllführung an verschiedenen Stellen der Aufschlüsse rasch abnehmend noch in die basalen Lagen der darauf folgenden oberen Minimus-Schichten hinaufreicht und, die zahlreichen Belemniten dieser Schichten zum Teil fast unmittelbar auf den Geröllen liegen, erweist es als zweifellos, daß das Konglomerat als das Transgressionskonglomerat der oberen Minimus-Schichten zu betrachten ist.

Die Mächtigkeit der dem Konglomerat auflagernden bunten Mergel der oberen Minimus-Schichten ist recht verschieden. Im Zementfabrikbruch schwankt dieselbe — soweit bis jetzt geschürft wurde — zwischen 0,30 und 0,75 m, während sie im Salinenbruch von 2,50 auf 3,00 m ansteigt. Noch wechselnder ist die Färbung der Mergel an den verschiedenen Stellen der Aufschlüsse, und zwar besonders in ihren basalen Lagen, insofern hier fast sämtliche Farben vertreten sein können, derart, daß GOTTSCHKE dieselben in einer handschriftlichen Notiz als „regenbogenfarbige Mergel“ bezeichnet hat. Vorherrschend sind im südlichen Teil des Zementfabrikbruchs in den unteren, 0,10 bis 0,30 m mächtigen Lagen dunkelblaugrüne bis hellgraugrüne, in den oberen Lagen schokoladenbraune bis tiefdunkelrote, gegen das Hangende zu allmählich hell ziegelrot werdende Farbtöne. Die tiefsten blaugrünen, schwach sandigen Mergel sind im frischen Zustand (nur in der Tiefe des Schurfes beobachtet) durch reichlichen Pyritgehalt aus-

gezeichnet, der darin vielfach in bis 1 mm großen Kristallen auftritt. Durch Zersetzung des Pyrits gehen dieselben, je nach dem Grad der Verwitterung, in gelbgrüne, gelb- und rostbraune Mergel über, lassen mitunter auch eine Bänderung durch verschieden gefärbte Lagen erkennen oder die Braunfärbung erscheint innerhalb des grünen Gesteins in unregelmäßigen Streifen und Flecken. Dabei ist diese Zersetzung nicht nur an die Nähe der Tagesoberfläche, sondern in gleicher Weise auch an die Nachbarschaft der Verwerfungen gebunden. An anderen Stellen scheint den Schichten der Pyritgehalt zu fehlen, so daß die Mergel selbst in der Nähe des Ausgehenden eine graugrüne Färbung zeigen. Die Grenze zwischen den grünen und roten Mergeln ist durchaus nicht scharf, vielmehr greift die grüne Färbung an Klüften und Spalten mehr oder weniger weit in die rot gefärbten Schichten hinein, und auch in horizontaler Richtung ist zuweilen ein ziemlich unvermittelter Übergang von einer grünen in eine rote Lage zu beobachten. Graugrüne oder auch weißliche Flecken und Streifen erscheinen aber auch an vielen Stellen inmitten der roten Schichten, und zwar besonders in der Nachbarschaft von Klüften und Spalten sowie in der Umrahmung der zahllos in den Schichten enthaltenen Belemniten und der sonstigen Fossilien. Auf diese Weise erhält das Gestein ein unregelmäßig hell geflecktes und gesprenkeltes Aussehen. An anderen, in einiger Entfernung von der Tagesoberfläche gelegenen Stellen hat gleichzeitig mit der Entfärbung eine Anreicherung an Kalk stattgefunden, indem weiche, zerreibliche, weiß oder schwach rötlich gefärbte, kalkreiche Partien in den roten Mergeln erscheinen, die von etwa 5—8 m Tiefe unter der Tagesoberfläche vielfach zu unregelmäßig gestalteten, bis 15 cm langen, lößkindlähnlichen Konkretionen verhärtet sind. Letztere sind im Innern teils hohl und von mehr oder weniger radial angeordneten, gegen außen sich allmählich schließenden Schwundspalten durchzogen, teils mit einer hellen, zerreiblichen Kalkmasse erfüllt. Im Salinenbruch endlich ist fast die gesamte, bis 3 m mächtige Schichtenfolge rot gefärbt, doch treten auch hier besonders an Klüften und Spalten wie in der Umgebung der Belemniten graugrüne Farbtöne auf. Die roten Mergel liegen hier unmittelbar über dem Konglomerat und sind in ihrer tiefsten Lage noch durch eine spärliche Geröllführung ausgezeichnet. Etwas über der Mitte der Schichtenfolge erscheint hier eine 0,10

bis 0,15 m mächtige grüne Lage, und auch bei dieser greift die Grünfärbung unregelmäßig in die hangenden und liegenden Schichten hinein. Alle diese Verhältnisse deuten darauf hin, daß bei der wechselnden Färbung der Minimus-Mergel weniger primäre Farbenunterschiede vorliegen, als vielmehr sekundäre (oder auch tertiäre) Umsetzungen der die Färbung bedingenden Eisenverbindungen die Hauptrolle spielen.

Im Salinenbruch sind die Minimus-Mergel ebenso wie die unteren 2 m der hangenden Flammenmergel von Lagen und Schnüren von Fasergips und seltener von spätem Gips durchzogen. Dieselben erreichen bis 5 cm Mächtigkeit und liegen bald in der Schichtfläche, bald setzen sie in allen Richtungen quer durch die Schichten hindurch. Gegen das Ausgehende hin wie in der Nachbarschaft von Spalten ist der Gips häufig zum Teil wieder aufgelöst, so daß die Oberfläche zahlreicher Platten mit rillen- und furchenartigen Lösungsformen bedeckt ist oder doch wie angeätzt erscheint.

Die Fossilführung der oberen Minimus-Schichten ist — abgesehen von den Belemniten und zahlreichen in dem Schlämmrückstand beobachteten, noch nicht näher bestimmten Foraminiferen — recht spärlich und beschränkt sich nach den bisherigen Aufsammlungen auf folgende Formen: *Terebratula buplicata* Sow., *Terebratulina Martiniana* D'ORB., *Inoceramus* sp. cf. *anglicus* Woods (nur in Bruchstücken), *Serpula* sp. (vgl. v. STROMBECK, Oberer Gault bei Gliesmarode, diese Zeitschr., Bd. 42, S. 571, Nr. 11) und Stacheln von *Cidaris* sp. Um so erstaunlicher ist der Reichtum an Belemniten, welche in einzelnen Lagen die Mergel geradezu erfüllen und eine förmliche Belemnitenbreccie darstellen. Dieselben gehören sämtlich dem Variationskreis des *Neohibolites minimus* LIST. an, während der *Neohibolites ultimus* D'ORB. hier sicher vollkommen vermißt wird. Unter der Fülle der wechselnden Gestalten herrschen die Varietäten *subquadrata* STOLL. und *attenuata* Sow. vor. Von diesen ist namentlich die erstere von Wichtigkeit, weil sie — wie STOLLEY (16) jüngst gezeigt hat — auf die obere Abteilung der Minimus-Schichten beschränkt ist, wie dies — außer an den von STOLLEY angegebenen Fundpunkten — nach meinen Aufsammlungen auch bei Söhlde (Bez. Hildesheim) der Fall ist. Man wird daher STOLLEY beipflichten, daß bei Lüneburg „nur die obere Abteilung des Minimus-Tons zur Ablagerung gelangt“

ist. Neben den typischen Formen der *var. subquadrata* STOLL. mit mehr oder weniger subquadratischem, bisweilen sogar seitlich etwas komprimiertem Querschnitt, der annähernd zylindrischen Gestalt und der mäßig gerundeten Spitze, liegen sehr zahlreiche Stücke vor, welche in ähnlicher Richtung variieren, wie die von STOLLEY als *var. media*, *var. pinguis*, *var. obtusa* und *var. oblonga* beschriebenen Formen. Immer aber ist ihnen der für die *var. subquadrata* so bezeichnende, mehr oder weniger subquadratische Querschnitt eigen, durch den sie sich von den mehr rundlichen Gestalten der unteren Minimus-Schichten unterscheiden. Ich habe sie daher einstweilen als *Neohibolites minimus* LIST. *var. subquadrata* STOLL. *forma media*, *f. pinguis*, *f. obtusa* und *f. oblonga* aufgeführt³⁾. Andere, auf die höheren Lagen der Lüneburger Minimus-Schichten beschränkte und hier sehr häufige Formen (*var. transiens* nov. *var.*) sind durch eine sehr schwache dorsoventrale Depression des Querschnitts ausgezeichnet und bilden offensichtlich den Übergang zu der nächstjüngeren Art des tieferen Flammenmergels, *Neohibolites Stolleyi* n. sp.

Nach den Untersuchungen GAGELS liegen sämtliche Exemplare des *Belemnites minimus* auf sekundärer Lagerstätte in der transgredierenden Tourtia. Ein wesentlicher Beweisgrund für diese Annahme bildete die petrographische Verschiedenheit der den einzelnen Belemniten anhaftenden Gesteinsreste. „Die abgerollten Belemniten (*Belemnites minimus* usw.) stammen z. T. aus roten Schichten, z. T. aus graugrünen, z. T. aus kalkigen, weißlichen Schichten, wie sich aus den anhaftenden Resten des Ursprungsgesteins erkennen läßt; z. T. steckt das feste Ursprungsgestein noch in den Alveolen.“ „Auf Grund dieser Tatsachen muß ich von neuem den Nachweis für sicher und unzweifelhaft erklären, daß der *Belemnites minimus* hier ganz gewiß auf sekundärer Lagerstätte liegt und aus ganz zerstörten Gaultablagerungen stammt, und zwar aus mindestens drei petrographisch recht verschieden ausgebildeten Gaultschichten.“ Diese Annahme wird dadurch widerlegt, daß die Belemniten auch heute noch in sehr verschieden gefärbten Gesteinen der Minimus-Schichten liegen,

³⁾ Die Beschreibung und Abbildung dieser Formen wie die der übrigen Belemniten aus dem oberen Gault von Lüneburg wird an anderer Stelle erfolgen.

ja daß die von GAGEL genannten drei Gesteine bisweilen in einem einzigen Handstück zu beobachten sind, indem bald ein Belemnit vollkommen im roten Mergel liegt, bald in dem roten Gestein von einem graugrünen Kranz umgeben ist, der entweder durch eine reduzierende Wirkung der organischen Substanz des Belemniten bedingt oder aber dadurch entstanden ist, daß in der Umgebung des Belemniten reduzierende Lösungen leichteren Zutritt fanden, bald endlich der Belemnit in kalkiges, weißliches Gestein hineinragt, das innerhalb der roten Mergel nach Art der Lößkindbildung eine sekundäre Kalkanreicherung darstellt (s. oben).

Ein weiterer Beweis für die Aufarbeitung der Minimus-Schichten wurde in der „Korrosion“ der Belemnitenrostren gesehen. Nach den bisherigen Beobachtungen liegen dieselben „zerbrochen, abgerollt, korrodiert und von bohrenden Organismen angefressen“ in dem Gestein. Ohne Zweifel finden sich die Belemniten — und zumal die größeren Exemplare — in der Regel zerbrochen, aber die Bruchstücke sind allseitig scharfkantig, die zusammengehörigen Stücke liegen dicht aneinander und lassen sich gewöhnlich wieder zu dem vollständigen Belemniten zusammenfügen, sind auch im Salinenbruch häufig durch spätere Gipsausscheidung verkittet. Alle diese Verhältnisse deuten darauf hin, daß die Belemniten erst nach ihrer Ablagerung — etwa bei der Aufrichtung der Schichten — zerbrochen sind. Unter den weit über 5000 aufgesammelten Exemplaren zeigte auch eine kleine Anzahl von Stücken unverkennbare Spuren der Abrollung oder der Anbohrung durch bohrende Organismen. Sicherlich aber war dies nicht häufiger zu beobachten, als es in anderen belemnitenreichen Gesteinen — etwa der Gargas-Mergel vom Mastbruch bei Braunschweig oder des Mucronaten-Senon von Lüneburg — der Fall ist. Auch mag ein weiterer Teil der Belemniten — worauf STOLLEY (16, S. 58) aus Analogie mit anderen, durch häufige Belemnitenführung ausgezeichneten Ablagerungen hingewiesen hat — durch wiederholte Rollung und Umlagerung während der Entstehung des Sediments korrodiert sein, zumal das Meer jedenfalls bei Beginn der oberen Minimus-Schichten noch recht flach war, wie das grobe Transgressionskonglomerat bekundet. Einen sicheren Anhalt hierfür habe ich jedoch bei den Lüneburger Belemniten infolge ihrer häufigen Überkrustung mit sekundär ausgeschiedenen Kalk und Gips nicht gewinnen können. Bei der

Mehrzahl der Belemniten aber — das zeigen die Verhältnisse an Ort und Stelle deutlich — hat die Korrosion andere Ursachen und ist bedingt durch die nach der Aufrichtung der Schichten in diesen erfolgten Lösungs- und Umsetzungsvorgänge. GAGEL bezeichnet sämtliche Rostren des *Belemnites minimus* als mehr oder minder stark korrodiert und abgerollt. Das trifft in dieser Verallgemeinerung keineswegs zu, wie schon STOLLEY dadurch erwiesen hat, daß er „Stücke der *var. attenuata* und der *var. subquadrata* mit anhaftendem roten Ton gesammelt“ hat, „die ebenso frisch aussehen wie die meisten Rostren des jüngeren *Bel. ultimoides* von Lüneburg“. Mir liegen aus dem vor dem südlichen Teil des Weststoßes im Zementfabrikbruch gezogenen Schurf viele Hunderte von Belemniten vor — und diese Zahl läßt sich durch weiteres Auf sammeln beliebig vermehren — welche nicht die geringste Spur von Korrosion erkennen lassen. Etwa ebensoviele wurden bei dem Freilegen des Transgressionskonglomerates gesammelt. Die Stücke sind sämtlich so frisch und wohl erhalten, und besonders die *var. attenuata* Sow. liegt in so schönen und großen (bis 70 mm langen) und mit der feinsten Spitze versehenen Exemplaren vor, wie sie bisher wohl an keiner norddeutschen Lokalität gefunden wurden. Aber auch die an anderen Stellen im Zementfabrikbruch gesammelten stark korrodierten Rostren der *var. attenuata* und die vergipsten Exemplare dieser Varietät aus dem Salinenbruch sind bis in die zarte Spitze erhalten, so daß eine Rollung und Umlagerung der Stücke völlig ausgeschlossen ist. Nach meinen Beobachtungen ist das Mengenverhältnis zwischen korrodierten und nichtkorrodierten Belemniten einzig und allein abhängig von der Stelle, an welcher die Belemniten aufgesammelt werden. Bei dem Abräumen der Schichten über der Transgressionsfläche im südlichen Teil des Zementfabrikbruchs ergab sich folgendes: Gegen das Ausgehende der Schichten hin (bis etwa 3—5 m unter der Tagesoberfläche) waren fast sämtliche Belemniten korrodiert, in den folgenden 5—8 m unter Tage, d. h. in der Höhe, in welcher die lößkindartigen Konkretionen liegen, wurden teils frische, teils korrodierte Rostren beobachtet, und zwar zeigte es sich, daß die vollkommen im roten Mergel liegenden Exemplare stets frisch, die von einem entfärbten Kranz umgebenen Stücke zumeist korrodiert waren; in der Tiefe der Grube wurden fast nur frische Belemniten gefunden. Nach den Beobachtungen an anderer Stelle ergab sich:

daß die Korrosion der Belemniten nicht nur von der Nähe der Tagesoberfläche, sondern in gleicher Weise auch von der Nachbarschaft der Verwerfungen abhängig war, insofern dort, wo eine Verwerfung durch die Schichten hindurchsetzt, auch in der Tiefe der Grube fast nur korrodierte Belemniten gesammelt wurden.

In wie weitem Umfang endlich chemische Lösungen und Umsetzungen bei der Korrosion der Belemniten eine Rolle gespielt haben, das zeigten die Verhältnisse im Salinenbruch aufs klarste. Sowohl in den dort 2,50—3 m mächtigen Minimus-Schichten als auch in den liegendsten 2 m des Flammenmergels ist hier beifast sämtlichen Belemnitenrostren der kohlessaure Kalk oberflächlich oder auch mehr oder weniger weit gegen das Innere fortschreitend durch Gips ersetzt, und die Stücke besitzen infolgedessen ein mehr oder minder stark korrodiertes Aussehen. Auch sind dieselben häufig mit Gips überkrustet und die einzelnen Bruchstücke der Belemniten durch Ausscheidung von Gips in den Zwischenräumen wieder verkittet. Unter den Tausenden der dort aufgesammelten Rostren des *Neohibolites minimus* LIST. der Minimus-Schichten und von *Neohibolites Stolleyi* n. sp. des Flammenmergels wurden nur wenige frische, wohlerhaltene und nicht vergipste Exemplare gefunden. Auch GAGEL hat hier die ersten frischen Belemniten (die er als *Belemnites ultimus* bestimmte) „etwa 2,5 m über der Transgressionsfläche“ — also wohl im tiefsten Flammenmergel — gesammelt und in den darunter liegenden Schichten „nur abgerollte Belemniten gefunden, und zwar zwölf sichere *Belemnites minimus* und zahlreiche Zwischenformen“. Von der hier so auffälligen Vergipsung der Belemniten wird nichts erwähnt, was seinen Grund wahrscheinlich darin haben dürfte, daß die Schichten zu jener Zeit nur in einem flachen, oberflächlichen Anschnitt entblößt waren und nach meinen Beobachtungen bei der Mehrzahl der Rostren gegen das Ausgehende der Schichten hin der Gips ganz oder teilweise wieder aufgelöst ist, so daß bisweilen nur stark zerfressene oder fast bis zur Unkenntlichkeit entstellte Skelette übrig geblieben sind, welche vollkommen den stark korrodierten Stücken gleichen, wie sie im Zementfabrikbruch an einzelnen Stellen gefunden werden und wie sie GAGEL (3. Texttaf., Fig. 17—19) nach einigen besseren Stücken zur Darstellung gebracht hat.

Die im Salinenbruch zu beobachtende „Korrosion“ der Belemniten wirft aber auch einiges Licht auf das analoge Vorkommen im Zementfabrikbruch. Daß es sich auch hier zunächst um eine Vergipsung der Belemniten und nachträgliche Auflösung des Gipses handelt, erscheint trotz des ganz ähnlichen Aussehens der korrodierten Belemniten wenig wahrscheinlich, da Gipsausscheidungen in den Minimus-Mergeln des Zementfabrikbruchs überhaupt nicht beobachtet wurden. Vielmehr dürften sulfathaltige, in den Schichten zirkulierende Lösungen — die entweder nur aus der Zersetzung des Pyritgehalts der Minimus-Mergel und des darunter lagernden Konglomerats hervorgingen oder aber auch von außen her ihren Zutritt fanden — die Belemnitenrostren teilweise aufgelöst und den hierbei primär entstehenden Gips gleich mit fortgeführt haben⁴⁾. Durch sekundäre Kalkausscheidung sind die angelösten Belemniten dann größtenteils wieder mit Kalk überkrustet und hierbei nicht selten zwei oder mehrere Rostren fest miteinander verkittet worden. Auffallend ist die Tatsache, daß die stärkste Korrosion der Belemniten hier mit denjenigen Stellen zusammenfällt, an denen in den hangendsten Schichten des Keupers unter der erwähnten Steinmergelbank nicht selten in Klüften und Spalten Ausscheidungen von faserigem Cölestin in bisweilen dezimeterdicken Platten vorkommen. Nach der in den Erläuterungen zur geologischen Karte vertretenen Anschauung entstammt dieser Cölestin den oberen grauen Mergeln der „Tourtia“ (= Flammenmergel), wo derselbe nicht selten in riesigen, bis nahezu 1 m Durchmesser erreichenden, ellipsoidischen Knollen auftritt. Von dort ist er angeblich an Klüften und Verwerfungen ausgewandert und an der Keupergrenze wiederum zur Ausscheidung gekommen.

Ein letzter Beweisgrund für die Aufarbeitung der Minimus-Schichten wurde endlich in dem angeblichen

⁴⁾ Ähnliche, wenngleich noch weit stärkere, lediglich auf die Zersetzung von Schwefelkies zurückzuführende Korrosionserscheinungen konnte ich vor Jahren im Lias ζ (Dispanus- und Radosa-Zone) von Dehme bei Porta beobachten, wo die sehr zahlreich in den pyritreichen Kalken vorkommenden Belemniten (*Dactyloteuthis*, *Cuspিতেuthis*, *Homaloteuthis* und *Megateuthis*) in der Tiefe der Aufschlüsse stets wohl erhalten waren, während sie gegen das Ausgehende hin — dort wo die Schichten allmählich in Brauneisenmulm übergingen — vollkommen zerfressen waren, so daß es nicht gelang, die Rostren vollständig aus dem Gestein zu lösen.

Zusammenvorkommen von *Belemnites minimus* und *Bel. ultimus* gesehen, da nach den Untersuchungen GAGELs die „ganz frischen *Belemnites ultimus* sicher in derselben Schicht liegen wie die abgerollten, korrodierten *Belemnites minimus*“, und zwar wurden unter 1000 aufgesammelten Belemniten 20 angebliche *Belemnites ultimus* gefunden, die „unmittelbar auf der Transgressionsfläche der Steinmergelbank im Zementfabrikbruch, bzw. in den höchstens 2—5 cm starken Resten der darauffliegenden grauen Tourtiationmergel“ lagen. An anderer Stelle dagegen heißt es, daß im Zementfabrikbruch infolge Abtragung der Ton-schicht durch Frost und Regen „jetzt die Belemniten zu Hunderten in den Vertiefungen und Spalten der Steinmergelbank liegen geblieben bzw. zusammengespült waren“. Das würde also darauf hinweisen, daß hier die Schichten nicht mehr in ihrem ursprünglichen Verband beobachtet wurden, aus welchem Grunde sich auch wohl das der Transgressionsfläche zunächst auflagernde Konglomerat der Beobachtung entzogen haben dürfte. Man wird daher umsomehr STOLLEY beipflichten können, daß die Angabe bei GAGEL über das Zusammenvorkommen von *Belemnites minimus* und *Bel. ultimus* „jetzt wohl kaum mehr als ein vollgültiger Beweis dafür anzusehen ist, daß dieser *Bel. ultimus* wirklich der phosphoritischen Lage mit den vielen »gerollten« dem *Bel. minimus* ähnlichen Belemniten entstammt, da die Steinmergelbank eine Neigung von 40° besitzt, und infolgedessen aus jüngeren Schichten, welche höher hinauf über dieser Bank anstanden und abgebaut wurden, einige der frischen *ultimus*-ähnlichen Rostren herabgerollt sein und sich mit den korrodierten Rostren gemischt haben können“. Als weiterer bei dieser Angabe zu berücksichtigender Faktor kommt die bereits oben angedeutete Tatsache hinzu, daß infolge der die Transgressionsfläche durchsetzenden Querverwerfungen bisweilen Belemniten verschiedenaltiger Schichten in unmittelbarer Nachbarschaft voneinander gefunden werden, — ein Umstand, der bei ungünstigen Aufschlußverhältnissen leicht zu der Annahme führen kann, daß die betreffenden Belemniten ein und derselben Schicht entstammen. Nach meinen Beobachtungen kommen aber die Schichten mit *Neohibolites ultimus* D'ORB. *typ.* überhaupt nicht in die Streichrichtung der Minimus-Schichten hinein, da die größte Verwerfung nur 17,5 m horizontale Sprungweite besitzt, der echte *Neohibolites ultimus* D'ORB. aber erst in den lichten

kalkreicheren Mergeln etwa 25—30 m über der Transgressionsfläche beginnt. Es könnte sich also bei diesem „Zusammenvorkommen“ lediglich um die damals noch nicht genügend erkannten und auch durch die jüngste diesbezügliche Publikation von STOLLEY keineswegs hinreichend scharf voneinander unterschiedenen *minimus*- und *ultimus*-ähnlichen Arten handeln, und das wird auch durch die Aufsammlungen in der Geologischen Landesanstalt bestätigt, welche mir in bereitwilligster Weise durch Herrn Professor J. BÖHM zugänglich gemacht wurden. Dieselben enthalten vom Zeltberg nur einige wenige echte *Neohibolites ultimus* D'ORB., die noch in den lichten Kalkmergeln der Ultimusschichten bzw. den Kalken der „Varians-Schichten“ liegen. Alle übrigen dortselbst befindlichen Belemniten der „Tourtia“ gehören teils zum Variationskreis des *Neohibolites Stolleyi* n. sp., teils zu *Neohib. ultimoides* SINZ. oder zu Zwischenformen zwischen beiden Arten.

Gegen das Hangende zu werden die roten Minimus-Mergel allmählich heller und gehen ohne deutliche Grenze in graue, etwa 3—3,5 m mächtige Mergel über, auf die zunächst schwach rötliche, dann tiefroter Mergel von 3—4 m Mächtigkeit folgen, welche ihrerseits wiederum von mächtigen grauen Mergeln überlagert werden. Die ganze 20 m übersteigende Schichtenfolge ist als Äquivalent der Hochstufe des Obergault, des Flammenmergels, zu betrachten. Die untere Grenze fällt etwa mit dem Beginn der grauen Mergel zusammen, da hier, zunächst spärlich, dann ganze Bänke erfüllend, der *Inoceramus sulcatus* PARK. in bis 50 mm großen, jedoch immer mehr oder weniger flachgedrückten Exemplaren auftritt. Zwar wird die genannte Art aus Norddeutschland verschiedentlich bereits aus den oberen Minimus-Schichten angeführt, doch ist sie besonders für den Flammenmergel charakteristisch. Bei Folkestone fällt ihre hauptsächliche Verbreitung in die unteren Schichten des *Upper Gault*, die *zone of Inoceramus sulcatus* (welche als wichtige Leitform außerdem den *Inflaticeras varicosum* Sow. führt), tritt aber nicht selten bereits in dem darunter liegenden, als Übergangsbildung zwischen dem *Lower* und *Upper Gault* betrachteten *junction- oder passage-bed* auf, das als bezeichnendes Fossil den *Inflaticeras cristatum* DELUC enthält.

Ein weiterer Grund, die untere Grenze des Flammenmergels an den Beginn der grauen Mergel zu legen, ist in dem Auftreten einer großen Zahl von Belemniten zu sehen,

wie sie den Minimus-Schichten völlig fremd sind, während der Variationskreis des *Neohibolites minimus* LIST. in diesen Schichten bereits vermißt wird. Die Untersuchung der sehr zahlreichen Belemniten aus den unteren, unter der roten Bank liegenden, grauen Mergeln des Flammenmergels hat ergeben, daß es sich um eine besondere, zwischen *Neohibolites minimus* LIST. und *Neohib. ultimoides* SINZ. stehende Art handelt, welche von mir an anderer Stelle als *Neohibolites Stolleyi* n. sp. beschrieben wird. Dieselbe ist gleich dem *Neohib. minimus* durch eine große Fülle stark variabler Gestalten ausgezeichnet, die jedoch sämtlich durch Übergänge aufs engste miteinander verbunden sind. Gegenüber der genannten Art ist sie durch mehr oder minder starke dorsoventrale Kompression des Querschnittes ausgezeichnet, zeigt aber im übrigen ganz ähnliche Variationsrichtungen wie jene, insofern es sowohl zur Ausbildung bauchiger und keuliger (*var. subventricosa* und *var. subclavata*) wie schlank-zylindrischer und verhältnismäßig plumper (*var. tenuis* und *var. humilis*) Rostren kommt, welche sämtlich durch eine mehr oder weniger gerundete Spitze ausgezeichnet sind im Gegensatz zu der mit scharfer Spitze versehenen *var. acuta*. Insonderheit kehrt auch die der *var. attenuata* Sow. eigentümliche Ausbildung der lang ausgezogenen Spitze bei der vorliegenden Art in gleicher Weise wieder (*var. subattenuata*). In der Regel beginnt jedoch der Spitzenansatz bei letzterer sehr viel früher als bei der Mehrzahl der Exemplare des *Neohib. minimus*, so daß die unverlängerten Rostren des *Neohib. Stolleyi* stets geringere Dimensionen aufweisen als die der genannten Art und eine Länge von 35 mm gewöhnlich nicht überschreiten. Dagegen bleibt die *var. subattenuata* des *Neohib. Stolleyi* mit bis 65 mm langen Rostren an Größe nur unbedeutend hinter der *var. attenuata* des *Neohib. minimus* zurück. Neben den häufigeren Formen mit flaschenhalsförmig ausgezogener oder sich mehr allmählich verjüngender Spitze finden sich solche, bei denen die Rostren im Bereich der ausgezogenen Spitze deutlich konvex bleiben. Solche Formen werden durch ihre sehr schlanke Gestalt unter Umständen dem *Neohib. ultimus* D'ORB. etwas ähnlich (*var. pseudo-ultimus*) und können bei oberflächlicher Betrachtung leicht zu Verwechslungen mit ihm Veranlassung geben.

Das Gestein des unteren Flammenmergels ist ein mürber, bisweilen etwas schiefriger, blaugrauer bis grünlichgrauer

Mergel, der in einzelnen Lagen häufig eine deutliche dunklere Fleckung und Streifung erkennen läßt in ähnlicher Weise wie sie der mitteldeutsche Flammenmergel zeigt. Von diesem ist jedoch das Gestein durch das Fehlen des Sand- und Kieselgehaltes ausgezeichnet, so daß man den Lüneburger Flammenmergel wohl als eine Ablagerung in etwas größerer Küstenferne betrachten dürfte. Die Landmasse, die noch zur Zeit des Untergault und zu Beginn der oberen Minimus-Schichten das grobe Material lieferte, scheint also zur Zeit des Flammenmergels bereits restlos eingedeckt bzw. deren Küste weit nach O verlagert zu sein. Im Salinenbruch sind die liegendsten 2 m des unteren Flammenmergels ebenso wie die Minimus-Mergel von zahllosen Schnüren und Adern von Fasergips durchzogen und die zahlreichen Rostren des *Neohibolites Stolleyi* mehr oder weniger weitgehend vergipst.

Außer den genannten Fossilien liegen aus der unteren Abteilung des Flammenmergels bisher lediglich die folgenden Arten vor: *Terebratulula bispicata* Sow., *Kingena lima* DEFR., *Terebratulina Martiniana* D'ORB., und *Inoceramus* sp. (nur Bruchstücke). Dieselben gehen in die hangenden roten Mergel hinauf, während der *Inoceramus sulcatus* PARK. hier bereits vermißt wird. Wie die unteren grauen Mergel des Flammenmergels sind auch die roten Mergel in einzelnen Lagen durch dunkle Fleckung und Streifung ausgezeichnet und enthalten gleich jenen eine große Fülle trefflich erhaltener Foraminiferen, die bisweilen so gehäuft auftreten, daß sie dem Gestein ein weiß getüpfeltes Aussehen verleihen. Bemerkenswert ist zudem das nicht seltene Auftreten von Stielgliedern des *Pentacrinus Zeltbergensis* WOLLEM. Gewöhnlich sind die Fossilien wie in den roten Minimus-Mergeln mit einem mehr oder weniger breiten, entfärbten, graugrünen oder weißlichen Kranze umgeben, insonderheit ist dies fast immer bei den zahlreich vorkommenden Belemniten der Fall. Letztere, die offenbar Zwischenformen zwischen *Neohibolites Stolleyi* n. sp. und *Neohib. ultimoides* SINZ. darstellen, bedürfen — ebenso wie diejenigen der hangenden grauen Mergel des oberen Flammenmergels — um zu einer sicheren Deutung derselben zu gelangen, noch der weiteren, genau horizontierten Aufsammlung. Erst dann wird man auch an eine kritische Würdigung der von STOLLEY als *Neohibolites ultimoides* beschriebenen Formen herantreten können, die zweifellos Stücke aus ganz verschiedenen Horizonten umfassen, und zwar sowohl aus sicherem Flammen-

mergel von Helgoland und Lüneburg als auch solche der Tourtia von Salzdahlum und z. T. wohl auch von Lüneburg. Einstweilen scheiden daher die Belemniten für die Altersbestimmung der Schichten wie auch für den stratigraphischen Vergleich als nicht verwendbar aus, und zwar um so mehr, als der mitteldeutsche Flammenmergel bisher erst wenige und schlecht erhaltene Belemniten geliefert hat. Von um so größerer Bedeutung sind daher die Ammonitenfunde, welche in den hangenden grauen Mergeln des Flammenmergels gemacht wurden. Hier finden sich in den etwa 7—12 m über den roten Mergeln liegenden Schichten nicht selten kleine, verkieste, stets mehr oder weniger verdrückte und mit Schwefelkies überkrustete Ammoniten und andere Fossilien, von denen die besser erhaltenen als *Inflatoceras inflatum* Sow., *Inflatoceras Bouchardianum* D'ORB., *Hoplites (Anahoplites) cf. splendens*, Sow., *Puzosia Mayoriana* D'ORB., *Scaphites Hugardianus* D'ORB., *Turrilites Bergeri* BRONGN., *Baculites* sp. und *Aucellina gryphaeoides* Sow. bestimmt werden konnten. Ohne Zweifel liegt hier also die jüngste Zone des Obergault, die Zone des *Inflatoceras inflatum*, vor, durch deren Nachweis ein großer Teil der am Zeltberge bisher als Tourtia angesprochenen Schichten in den Gault hinabrückt. Die genaue Grenze zwischen Gault und Cenoman konnte infolge Wasserandranges in den Schurfgräben zurzeit noch nicht ermittelt werden. Soviel aber ist sicher, daß bei dem allmählichen Übergang der Mergel des Obergault in die kalkreicheren Schichten der Tourtia von einer „Regression des Meeres in der Grenzzeit zwischen Gault und Cenoman“ bei Lüneburg keine Rede sein kann. Vielmehr deutet die fazielle Entwicklung der Schichten von dem groben Transgressionskonglomerat der oberen Minimus-Schichten über die schwach sandigen Mergel dieser Stufe und die sandfreien Flammenmergel zu den kalkreichen Mergeln und Kalken des Cenoman auf die stete Vertiefung des Meeres hin, während gleichzeitig die durch grobe terrigene Zerstörungsprodukte und Glaukonit führende Sande gekennzeichnete Küstenzone sich immer weiter nach NO und O vorschiebt. Der Regressionsphase des Obergaultmeeres im S des niederdeutschen Beckens, die durch das Einsetzen der Flammenmergelfazies gekennzeichnet wird, (vgl. BECK, Tekton. u. paläog. Untersuch. zwisch. Hildesheim und Braunschweig, Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. Heft 85, S. 42) entspricht hier im N eine Transgression. Das gilt nicht nur für Lüneburg, sondern in gleicher Weise

auch für Heide—Hemmingstedt in Holstein und Jessenitz in Mecklenburg wie für das westliche Baltikum überhaupt. An beiden Orten kehrt zudem die bei Lüneburg so charakteristische Fazies der roten Gaultmergel in vollkommen gleicher Ausbildung wieder. Aus der Bohrung von Jessenitz enthalten die tiefsten, in der Sammlung der Preussischen Geologischen Landesanstalt befindlichen, sicheren Gaultkerne in zahlreichen Exemplaren sowohl die für die oberen Minimus-Schichten charakteristische *var. subquadrata* STOLL. des *Neohibolites minimus* LIST. als auch die *var. attenuata* Sow., während von Heide mir bisher nur der *Neohibolites Stolleyi* n. sp. bzw. dessen etwas jüngere zum *Neohib. ultimoides* SINZ. hinüberleitende Mutation zu Gesicht gekommen sind. An beiden Orten ist die Transgression des oberen Gault erwiesen, bei Jessenitz nach HARBORT über Keuper (s. v. LINSTOW, 9, S. 4), bei Heide über roten Tonen permotriassischen Alters (s. GAGEL, 1 und v. LINSTOW, 9, S. 13). Trotz der vielerorts zu beobachtenden übergreifenden Lagerung des Obergault scheint aber der Obergault-Transgression nicht jene gewaltige Bedeutung zuzukommen, die man derselben bis in die jüngste Zeit beigemessen hat. Nachdem sich bei Ahrensburg und Dobbartin gezeigt hat, daß die dortigen durch Führung von Phosphoritknollen ausgezeichneten Grünsandvorkommen dem Untergault angehören, wird man die zahlreichen ähnlichen Vorkommnisse von Mecklenburg, Pommern und Brandenburg einer erneuten Nachprüfung unterziehen müssen. Für das westliche Baltikum kann es schon heute als feststehend angesehen werden, daß die Obergault-Transgression nur eine weitere Auswirkung der voraufgegangenen Untergault-Transgression bedeutet. Ob die bei Lüneburg ange deutete Regressionsphase vor Ablagerung der oberen Minimus-Schichten nur eine lokale Erscheinung darstellt oder ob ihr eine weitergehende Bedeutung in dem sich seit dem Untergault vollziehenden Transgressionsvorgange zukommt, das zu klären, bleibt künftigen Untersuchungen vorbehalten. Aber auch die Untergault-Transgression im westlichen Baltikum findet ihren Weg vorbereitet, wie die mittelneokomen Geschiebe von Ahrensburg und Ötjendorf (vgl. ERNST a. a. O., S. 288) aufs klarste bekunden. In welchem Umfange freilich das Mittelneokom-Meer vom westlichen Baltikum Besitz ergriffen hat, ist heute noch in Dunkel gehüllt. Die große Häufigkeit der Geschiebe an den holsteinischen Fundplätzen und ihre petrographische Verschieden-

heit weist darauf hin, daß die genannte Stufe hier eine ausgezeichnete Entwicklung erfahren hat. Bei der weitgehenden Ähnlichkeit ihrer Gesteine mit manchen Geschieben des obersten Dogger (Callovien) ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß dieselben an anderen Orten bisher übersehen — bzw. nicht erkannt — wurden. Wie dem auch sei, welche Ausdehnung das Mittelneokom-Meer hier im N gehabt hat, das eine erhellt deutlich, daß das Wiedereindringen des Kreidemeeres in das „niederdeutsche Becken“ nicht gleichmäßig erfolgt, sondern daß sein Vorstoß zunächst jene Gebiete ergreift, welche zur jüngeren Jurazeit am längsten vom Meere beherrscht wurden, die „niedersächsische Bucht“ und das „Baltikum“, um dann mit fortschreitender Transgression — vielleicht durch kurze Phasen der Regression unterbrochen — immer weitere Landstrecken unter die Bedeckung des Meeres zu bringen und so einer allgemeineren Überflutung Raum zu geben.

Literaturverzeichnis.

1. C. GAGEL, Über das Vorkommen von Schichten mit *Inoceramus labiatus* und *Belemnites ultimus*, sowie des ältesten Tertiärs in Dithmarschen und über die tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes. Zentralblatt f. Min., Jahrg. 1906, S. 275.
2. — Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1909, Bd. 30, I., S. 165.
3. — Über den angeblichen Gault von Lüneburg. Diese Zeitschr. Bd. 61, 1909, Monatsber. S. 416.
4. — Bericht über die von den Herren R. STRUCK, C. GAGEL und C. GOTTSCHKE geleiteten Exkursionen vor, während und nach der allgemeinen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Hamburg mit Bemerkungen über die neuen Funde bei Lüneburg und Hemmoor und das Interglazial von Lauenburg. Diese Zeitschr. Bd. 61, 1909, Monatsber. S. 430.
5. — Über den angeblichen Gault bei Lüneburg und die weitere Verbreitung des Gaults nach Norden und Osten. Zentralblatt f. Min., Jahrg. 1909, S. 759.
6. — *Si fecisti, nega!* Eine Beleuchtung von Herrn STOLLEYS Art der Polemik. Zentralblatt f. Min., Jahrg. 1910, S. 504.
7. C. GOTTSCHKE, Oberer Gault bei Lüneburg. Jahreshefte d. naturw. Vereins für d. Fürstentum Lüneburg. Bd. 12, 1890—1892. Lüneburg 1893. S. 99.
8. K. KEILHACK, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Lief. 108, Bl. Lüneburg. 2. Aufl. Berlin 1912.

9. O. v. LINSTOW, Untersuchungen über den Beginn der großen Kreidetragression in Deutschland. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1918, Bd. 39, II., S. 1.
10. G. MÜLLER, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Lief. 108, Bl. Lüneburg. Berlin 1904.
11. H. STILLE, Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. 4. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins f. 1911, S. 263 ff.
12. J. STOLLER, Geologischer Führer durch die Lüneburger Heide. Braunschweig 1918, S. 80 ff.
13. E. STOLLEY, Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide. 14. Jahresber. d. Vereins f. Naturw. zu Braunschweig. 1905. Sonder-Abdr. S. 4 f.
14. — Über Spuren von oberem Gault bei Lüneburg. Zentralblatt f. Min., Jahrg. 1909, S. 619.
15. — Nochmals der Gault von Lüneburg. Erwiderung. Zentralblatt f. Min., Jahrg. 1910, S. 336.
16. — Neue Beiträge zur Kenntnis der norddeutschen oberen Kreide. V. Über Gault und Tourtia bei Lüneburg und Helgoland, sowie die Belemniten der norddeutschen Tourtia überhaupt. 13. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins f. 1920, S. 45.
17. A. v. STROMBECK, Über den angeblichen Gault bei Lüneburg. Diese Zeitschr. Bd. 45, 1893, S. 489 u. Jahresh. d. naturw. Vereins für d. Fürstentum Lüneburg. Bd. 13, 1893—1895, S. 85.
18. M. STÜMCKE, Zur Bodenkunde der Umgebung Lüneburgs. Jahresh. d. naturw. Vereins für d. Fürstentum Lüneburg. Bd. 13, 1893—1895, S. 97.

Herr G. BERG spricht sodann über den „Mechanismus der Seifenbildung“.

Zum ersten Vortrag äußern sich die Herren GAGEL, WOLFF, POMPECKJ, KEILHACK und der Vortragende, zum zweiten die Herren KRUSCH, LENNEMANN, POMPECKJ und der Vortragende.

Herr J. F. POMPECKJ führt über die

Herkunft der Gerölle von Graniten, Gneisen und Quarziten im Transgressionskonglomerat des Gault von Lüneburg,

welche Herr ERNST durch seine so ergebnisreichen, gründlichen Untersuchungen nachgewiesen hat, das Folgende aus:

Zwischen der Fauna des Mittelkambriums Böhmens und jener Skandiaviens sowie des polnischen Mittelgebirges herrschen die bekannten, auffälligen Unterschiede besonders in den Formen der Paradoxiden und der Ptychopariden (i. w. S.). Sie führen zur Annahme einer trennenden Land-

schranke. Aus vorkambrischer Zeit wurde in die des Kambriums hinübergerettet ein Landrücken, der aus dem Bereich der Nordsee und der jütischen Halbinsel über mindestens das mittlere Norddeutschland gegen SO, gegen den Ostrand des heutigen böhmischen Pfeilers, gegen Oberschlesien und die Karpathen hinzog¹⁾. Sein Nordostrand strich westlich und südlich an Bornholm vorbei. Im N mag dieses Land mit dem von J. KIAER für das Unterkambrium geforderten süd- und zentralnorwegischen Lande verbunden gewesen sein. Auf eine solche trennende Schranke, die im Oberkambrium nach S und W zu an Ausdehnung gewonnen haben wird, die dann aber im Silur verschiedenen weitgehenden Überflutungen unterworfen wurde, sind auch die Unterschiede zwischen den Faunen des böhmischen und des skandinavisch-baltischen Silurs zurückzuführen²⁾.

Um die Wende Silur - Devon wurde mindestens der nördliche und nordwestliche Teil dieses uralten Hochgebietes durch die mit der kaledonischen Faltung verbundenen Krustenbewegungen mit dem zum nordeuropäischen und nordatlantisch - laurentischen „Alten - Rotesandstein - Lande“ anwachsenden fenno-skandischen Landkern zusammengeschweißt. Die Unterschiede zwischen den unterdevonischen Ablagerungen des Ober- und Unterharzes, die Unvollständigkeit und die petrographische Ausbildung des Unterdevons im Oberharz lassen das nahe Land im N des Harzes mit genügender Deutlichkeit erkennen³⁾.

Im mittleren und oberen Devon, im Kulm, im Zechstein, Muschelkalk, durch Lias und Dogger hindurch erfolgten weitere, immer wieder durch Landzeiten unterbrochene Überflutungen von gewiß sehr verschiedener Ausdehnung.

Durch die tektonischen Vorgänge der kimmerischen oder saxonischen Gebirgsbildungen wird gegen Ausgang der Jura-

¹⁾ S. N. Jahrb. f. Min., 1919, S. 332.

²⁾ FRECH (Leth. pal., Band 2, Karte 2) hat diesem Gedanken durch die Konstruktion seiner silurischen „europäischen Landenge“ Ausdruck gegeben.

³⁾ Mit auf den Einfluß dieses alten, zum Old-red-Kontinente geschlagenen Hochgebietes ist wohl sicher auch das nach SO gerichtete Umlenken der variskischen Faltung im Osten des Harzes zurückzuführen. Und die Schweißnaht zwischen ihm und dem fenno-skandischen Kern, in einem seit kambrischer Zeit immer wieder auflebenden Troggebiet, fällt wohl mehr oder weniger mit der von TORNQVIST konstruierten Grenze zwischen dem baltisch-skandinavischen Schilde und dem saxonischen Schollengebiete zusammen, oder liegt dieser wenigstens parallel.

zeit ein großer Teil des alten Hochgebietes — etwa im Raume zwischen Weser und Oder — abermals Land und tritt mit den Gebieten des Harzes und der „rheinischen Masse“ in Verbindung. Dislokationen verschiedenen Ausmaßes, welche, wie das weitere Vorland des Harzes, das Eggegebiet und das Weserbergland, so auch dieses Weser—Oder-Land betroffen haben, ermöglichten abtragenden Kräften ein stratigraphisch verschieden weites Tiefgreifen⁴⁾. In der Nachbarschaft des heutigen Lüneburg wurde selbst alter kristalliner Untergrund, vorkambrisches Gestein der alten kambrischen Nordwest-Südostschwelle bloßgelegt, so daß es den Transgressionen der älteren Kreidezeit zum Opfer fallen konnte⁵⁾.

Hochbedeutsam sind somit die Ausblicke auf die Paläogeographie der norddeutschen Flachlandgebiete, welche wir der tiefgründigen Arbeit von Herrn ERNST verdanken.

4) Man vergleiche die verschieden großen stratigraphischen Lücken zwischen der transgredierenden unteren Kreide und ihrem Liegenden in der Umrahmung des Harzes, in der Sackmulde, im Hilsgebiet, der Egge usw.

5) Aus den, wie Herr ERNST hervorhebt, von den Harzer Graniten verschiedenen Granitgeröllen im Lüneburger Gault könnte auch ein anderer Schluß gezogen werden: Nahe der Lüneburger Gegend drangen — wie im Harz — in nachkultmischer Zeit kristalline Massen empor. Die Verwitterung und die Abtragungen der Rotliegend-Zeit gingen bis auf sie hinab, und die Granitgerölle im Gaultkonglomerat entstammen Schuttresten des Rotliegenden, welche durch Abtragungsvorgänge im jüngsten Malm und im tieferen Neokom freigelegt worden waren. Das wäre ein Analogon zu der Erklärung, welche BRÄUHÄUSER für das Vorkommen kristalliner Gesteine in den Tuffen der Urach-Kirchheimer Vulkangruppe gibt; er sieht in ihnen Zeugen von permischen Schuttströmen. Aber: die kristallinen Gemengteile in den Harzer Grauwacken des Kulm weisen auf ein im N des Harzes gelegenes Land hin, in dem vor-oberkarbonische und damit alte, m. E. sehr alte, kristalline Massen — und nicht etwa nur der Umlagerung verfallende Sedimente, wie alter Roter Sandstein und anderes — zur Verfügung gestanden haben. Solche Massen können mehrfach, so auch wieder in der unteren Kreide, als Vorrat für die Bildung sedimentärer Gesteine in Anspruch genommen worden sein.

Nach Genehmigung des Protokolls wird darauf die Sitzung geschlossen.

V. W. O.

POMPECKJ.

SCHNEIDER.

BÄRTLING.

Erklärungen zu Tafel XI und XII.

Tafel XI.

Eig. 1. Blick vom Zeltberge über den westlichen Teil des Zementfabrikbruches und die Schafweide („Rotenburger Ländereien“) nach Westsüdwesten. Im Mittelgrunde des Bildes der Weststoß des Bruches mit der nach Süden (links) in den Bruch kulissenförmig vorspringenden Transgressionsfläche über dem mittleren Keuper. Links am Rande der am weitesten nach Osten verschobene Teil der Transgressionsfläche; rechts davon unter dem vordersten Hause die abgeräumte Transgressionsfläche mit dem darauflagernden Basalkonglomerat der oberen Minimus-Schichten (Quadrat rechts von der Person); unter der weidenden Kuhherde (mit Rasen bedeckt) der von GAGEL (2, S. 246, Fig. 1) wiedergegebene Teil der Transgressionsfläche. In der Mitte des Bildes (im Schatten liegend) die Hauptquerverwerfung; rechts davon (unter dem linken Teil des Gehölzes) der am weitesten zurückspringende Teil der Transgressionsfläche (in zwei hell erscheinenden Quadraten angeschürft); unter dem rechten Teil des Gehölzes (Schattenpartie in dem weiß erscheinenden Keuper-Gaultvorsprünge) der schräg in die Grubenwand hineinstreichende Teil der Transgressionsfläche (vgl. S. 294).

Fig. 2. Die korrodierte und von bohrenden Organismen des Obergault-Meeress angebohrte Steinmergelbank des mittleren Keupers (vgl. S. 294).

Tafel XII.

Fig. 1. Diskordante Auflagerung des Transgressionskonglomerates der Minimus-Schichten auf mittlerem Keuper (in schräger Aufsicht gesehen). Über den gekreuzten Hämmern das Transgressionskonglomerat; rechts im Bilde die von Schwundrissen durchzogene Steinmergelbank; in der Mitte und links die hangenden dolomitischen Keupermergel; im Hintergrunde (senkrecht angeschnitten) die Minimus-Mergel. Von links unten nach rechts oben schräg durch das Bild verlaufend eine kleine postunterkretazeische Verwerfung, welche rechts oben im Bereich der Steinmergelbank in eine Flexur übergeht (vgl. S. 295).

Fig. 2. Das Transgressionskonglomerat (in der Aufsicht gesehen) mit großen korrodierten Steinmergelgeröllen (vgl. S. 297).

Satzung

der Deutschen Geologischen Gesellschaft

(Eingetragener Verein)

Name, Sitz und Geschäftsjahr der Gesellschaft.

§ 1.

Die Gesellschaft führt den Namen: **Deutsche Geologische Gesellschaft**. Ihr Sitz ist Berlin. Das Geschäftsjahr ist das Kalenderjahr.

Zweck und Mittel.

§ 2.

Zweck der Gesellschaft ist: Förderung der Geologie mit ihren Hilfswissenschaften in Forschung und Unterricht und in ihrer Nutzenanwendung auf Bergbau, Technik und Landwirtschaft.

§ 3.

Mittel zur Erreichung dieses Zweckes sind Versammlungen, geologische Ausflüge, Veröffentlichungen, eine Bücherei und andere geeignete Veranstaltungen und Einrichtungen.

Die Gesellschaft kann jedes die Geologie fördernde wissenschaftliche Unternehmen betreiben oder unterstützen, wenn Vorstand und Beirat ihre Zustimmung dazu gegeben haben.

Mitglieder.

§ 4.

Die Gesellschaft ernennt ordentliche und Ehrenmitglieder.

Für die Aufnahme als ordentliches Mitglied ist der schriftliche Vorschlag durch drei Mitglieder notwendig; sie wird in der Hauptversammlung oder einer der Berliner Versammlungen unter Zustimmung von mindestens $\frac{2}{3}$ der anwesenden Mitglieder durch zu protokollierende Erklärung des Vorsitzenden vollzogen.

Das neue Mitglied erhält nach Zahlung des ersten Jahresbeitrages eine Aufnahmeurkunde.

Zu Ehrenmitgliedern können besonders verdiente Mitglieder der Gesellschaft oder auch solche Nichtmitglieder,

welche sich durch anerkannte Förderung der Geologie ausgezeichnet haben, auf gemeinsamen Vorschlag des Vorstandes und Beirats von der Hauptversammlung ernannt werden.

Rechte und Pflichten der Mitglieder.

§ 5.

Die Mitglieder haben das Recht, an allen Veranstaltungen der Gesellschaft teilzunehmen und ihre Einrichtungen zu benutzen.

Das aktive Wahlrecht hat jedes Mitglied. Das passive Wahlrecht steht nur persönlichen Mitgliedern zu.

§ 6.

Jedes ordentliche Mitglied in Deutschland oder Deutschösterreich zahlt einen Jahresbeitrag von mindestens 50 Mark, das Mitglied im Auslande mindestens 75 Mark.

Jedes Mitglied erhält für seinen Jahresbeitrag ein Exemplar der seit seiner Ernennung von der Gesellschaft veröffentlichten periodischen Druckschriften.

Wer vor oder auf der Hauptversammlung zum Mitglied der Gesellschaft ernannt ist, entrichtet den vollen Beitrag für das laufende Jahr und erhält dafür den ganzen Band der Zeitschrift des Jahres. Die nach der Hauptversammlung aufgenommenen Mitglieder können selbst entscheiden, ob sie durch Zahlung des Beitrages für das laufende oder erst für das nächstfolgende Jahr das Bezugsrecht auf die Veröffentlichungen und das Stimmrecht sofort oder erst für das folgende Jahr erwerben wollen.

Ehrenmitglieder zahlen keine Beiträge.

§ 7.

Der Jahresbeitrag ist von den Mitgliedern in den ersten drei Monaten jeden Jahres zu entrichten. Nach dem 1. April werden die rückständigen Beiträge durch Postnachnahme eingezogen.

Erlöschen der Mitgliedschaft.

§ 8.

Wer ein Jahr lang mit seinem Beitrage rückständig bleibt, kann als ausgeschieden betrachtet werden, ohne daß damit seine Pflicht erlischt, den rückständigen Beitrag zu zahlen.

§ 9.

Die Mitgliedschaft erlischt mit dem Tode oder durch freiwilligen Austritt oder durch Ausschluß. Der Austritt erfolgt auf schriftliche Anzeige an den Vorstand mit Schluß des laufenden Kalenderjahres. Der Ausschluß kann nur auf Antrag des Vorstandes und Beirats von der Hauptversammlung in geheimer Sitzung durch $\frac{2}{3}$ Stimmenmehrheit beschlossen werden.

Leitung der Gesellschaft.

a) Vorstand.

§ 10.

Die Leitung der Gesellschaft erfolgt durch einen Vorstand, der die Gesellschaft vertritt und die laufenden Geschäfte besorgt. Er setzt sich zusammen aus:

einem Vorsitzenden,
zwei stellvertretenden Vorsitzenden,
vier Schriftführern,
einem Schatzmeister,
einem Archivar.

Die gerichtliche Vertretung der Gesellschaft erfolgt durch den Vorsitzenden oder einen seiner Stellvertreter sowie einen Schriftführer.

§ 11.

Bis auf einen der stellvertretenden Vorsitzenden und einen Schriftführer müssen die Vorstandsmitglieder in Groß-Berlin oder seinen Vororten wohnen.

§ 12.

Der Vorstand ist der durch die Hauptversammlung vertretenen Gesellschaft gegenüber verantwortlich. Er hat ihr einen Bericht des verflossenen Jahres zu erstatten, sowie einen Voranschlag der Einnahmen und Ausgaben für das folgende Jahr zur Prüfung und Genehmigung vorzulegen.

§ 13.

Urkunden der Gesellschaft sind von einem der Vorsitzenden und einem Schriftführer zu unterzeichnen. Urkunden, durch welche von der Gesellschaft vermögensrechtliche Verpflichtungen übernommen werden, bedürfen zugleich der Unterschrift des Schatzmeisters.

§ 14.

Die Amtsdauer des Vorsitzenden und der stellvertretenden Vorsitzenden ist auf drei Jahre beschränkt. Jeder derselben kann erst drei Jahre nach seinem Ausscheiden wieder in dasselbe Amt gewählt werden. Die Amtsdauer des mit der Schriftleitung der Zeitschrift beauftragten Schriftführers, des Schatzmeisters und des Archivars unterliegt keiner Beschränkung; dagegen muß von den übrigen Schriftführern alle Jahre mindestens einer ausscheiden, der erst nach drei Jahren für dasselbe Amt wieder wählbar ist.

b) Beirat.

§ 15.

Dem Vorstand steht ein Beirat zur Seite. Er besteht aus:

1. dem Vorsitzenden der Gesellschaft oder einem seiner Stellvertreter,
2. aus neun nicht dem Vorstand angehörenden Mitgliedern, von denen acht außerhalb Groß-Berlins wohnen müssen.

Von den gewählten Beiratsmitgliedern scheiden jährlich drei aus und bleiben drei Jahre lang unwählbar.

§ 16.

Der Beirat hat auf Antrag des Vorsitzenden der Gesellschaft oder von drei seiner Mitglieder in Tätigkeit zu treten. Seine Verhandlungen erfolgen mündlich oder schriftlich unter Leitung des Vorstandsvorsitzenden oder eines seiner Stellvertreter. Er faßt seine Beschlüsse nach Stimmenmehrheit, bei Stimmengleichheit entscheidet der Vorsitzende.

Bei jeder Hauptversammlung findet eine gemeinsame Beratung des Beirats und Vorstandes statt. Bei dieser haben auch die früheren Vorsitzenden der Gesellschaft und die Ehrenmitglieder Sitz, aber keine Stimme.

Der Beirat ist jederzeit berechtigt, vom Vorstand über die Führung der laufenden Geschäfte Bericht zu fordern. Bei Meinungsverschiedenheiten zwischen dem Vorstand und Mitgliedern der Gesellschaft bildet er eine Berufungsinstanz, gegen deren Entscheidung nur noch diejenige der Hauptversammlung angerufen werden kann.

§ 17.

Vorstand und Beirat geben sich im Sinne der Satzung eine Geschäftsordnung, die jedem Mitglied gedruckt zugeht.

Wahl und Ergänzung des Vorstandes und Beirats.

§ 18.

- a) Die Vorstands- und Beiratswahl für das nächste Jahr, zu der der Beirat eine Vorschlagsliste bekannt geben kann, geschieht in der Dezembersitzung in Berlin durch Wahlzettel in geheimer Wahl, nach einfacher Mehrheit der abgegebenen Stimmen. Bei Stimmengleichheit entscheidet das vom Vorsitzenden zu ziehende Los.
- b) Der Vorstand hat in der ersten Hälfte des November an jedes stimmberechtigte Mitglied eine gedruckte Einladung zur Dezembersitzung in Berlin zu schicken.

Diese Einladung muß enthalten:

1. Die Aufforderung zur Wahl des Vorstandes und Beirats,
2. die auf die Wahl bezüglichen Satzungsbestimmungen,
3. die Namen der bisherigen Vorstands- und Beiratsmitglieder, unter Bezeichnung derjenigen, die satzungsgemäß ausscheiden, und der noch nicht Wiederwählbaren,
4. die Namen der vom Beirat etwa vorgeschlagenen zu Wählenden,
5. einen Wahlzettel und einen für die Rücksendung mit Anschrift versehenen Briefumschlag.

Gültig sind nur diejenigen Wahlzettel, deren Umschlag den Namen des Wählers trägt. Die Wahlzettel sind vor der Dezembersitzung an den Vorstand einzusenden oder in der Dezembersitzung abzugeben. In dieser Sitzung werden die Umschläge vom Vorstande geöffnet. Über das Ergebnis der Wahl ist ein Protokoll aufzunehmen. Die Wahlzettel sind nach der Wahlhandlung sofort zu vernichten.

Der neugewählte Vorstand und Beirat tritt mit dem 1. Januar in sein Amt.

Im Laufe des Jahres eintretende Lücken im Vorstand oder Beirat können von dem Vorstand bzw. Beirat selbst für den Rest des Jahres ergänzt werden.

Versammlungen und sonstige Veranstaltungen.

§ 19.

Die Veranstaltungen der Gesellschaft sind:

- a) Die Hauptversammlung,
- b) die Monatsversammlungen in Berlin,
- c) Vorträge und geologische Exkursionen außerhalb des Sitzes der Gesellschaft.

§ 20.

Die Hauptversammlung wird in der Regel alljährlich, wenn tunlich im August oder September, abgehalten; sie bestimmt Ort und Zeit der Hauptversammlung für das nächste Jahr. Eine Hauptversammlung ist außerdem durch den Vorstand und Beirat der Gesellschaft einzuberufen, sobald es diesen im Interesse der Gesellschaft erforderlich erscheint, oder vom Vorstand, wenn es 50 Mitglieder schriftlich verlangen.

Die Hauptversammlung faßt ihre Beschlüsse, soweit nicht Gesetz oder Satzung es anders bestimmen, mit einfacher Stimmenmehrheit.

Über die Verhandlungen der Hauptversammlung, sowie der Beirats- und Vorstandssitzung wird von den dazu bestimmten Schriftführern ein Protokoll geführt, in welches die Beschlüsse wörtlich aufzunehmen sind. Die Protokolle sind vorzulesen und bedürfen der Genehmigung der Versammlung bzw. des Beirats und Vorstandes.

§ 21.

Zur Hauptversammlung wird jedes Mitglied durch Versendung eines gedruckten Programms eingeladen. Ein vorläufiges Programm der Hauptversammlung wird vom Vorstand spätestens bis Ende Mai, das endgültige Programm bis Ende Juli an die Mitglieder versandt. Auf dem zweiten Programm sind alle wichtigen Anträge anzugeben, die der Hauptversammlung zur Beschlußfassung vorgelegt werden sollen.

§ 22.

Die Hauptversammlung wählt aus ihrer Mitte für jeden Sitzungstag einen Vorsitzenden, der die wissenschaftlichen Verhandlungen leitet und für die ganze Tagung drei Schriftführer.

§ 23.

Ferner wählt die Hauptversammlung einen Geschäftsführer für die folgende Hauptversammlung, der im Einverständnis mit dem Vorstand die erforderlichen Vorbereitungen zu treffen hat.

§ 24.

Die Monatsversammlungen finden am ersten Mittwoch jeden Monats, von November bis Juli, in Berlin statt und dienen zu wissenschaftlichen Vorträgen und Erörterungen, sowie zu geschäftlichen Mitteilungen des Vorstandes.

Die Dezembersitzung ist außerdem zur Vornahme der Vorstands- und Beiratswahlen berufen.

§ 25.

Die Gesellschaft gibt eine Zeitschrift heraus, die sich aus Abhandlungen (Vierteljahrsheften) und Monatsberichten zusammensetzt.

Die Zeitschrift enthält:

1. Wissenschaftliche Originalaufsätze aus dem Gesamtgebiet der Geologie und ihrer Hilfswissenschaften, deren Verfasser Mitglieder der Gesellschaft sein müssen. Ausnahmen hiervon kann der Vorstand beschließen.
2. Briefliche Mitteilungen von Mitgliedern.
3. Die Protokolle der Hauptversammlung und der Monatsversammlungen und über Veranstaltungen der Gesellschaft außerhalb des Rahmens dieser Versammlungen (Vorträge, Exkursionsberichte usw., siehe § 19c).
4. Verzeichnisse der Mitglieder und der Eingänge der Bücherei der Gesellschaft.
5. Geschäftliche Mitteilungen.

§ 26.

Die Aufnahme von Aufsätzen kann von dem Schriftleiter der Zeitschrift nach vorausgegangener Berichterstattung an den Vorstand und nach dessen Beschluß abgelehnt werden. Dem Verfasser steht hiergegen die Anrufung eines Beiratsbeschlusses zu.

Bücherei.

§ 27.

Die Gesellschaft vermehrt ihre Bücher- und Kartensammlung im allgemeinen durch Tausch und Geschenke, ausnahmsweise durch Kauf, wozu jedoch jedesmal ein besonderer Vorstandsbeschluß notwendig ist.

Satzungsänderung.

§ 28.

Änderungen dieser Satzung müssen, von mindestens zehn Mitgliedern unterstützt, beim Vorstand schriftlich beantragt, von diesem dem Beirat zur Abgabe eines Gutachtens unterbreitet, mit diesem Gutachten mindestens einen Monat vor einer Hauptversammlung allen Mitgliedern mitgeteilt werden. Die Hauptversammlung beschließt darüber durch $\frac{2}{3}$ Stimmenmehrheit der anwesenden Mitglieder.

Auflösung der Gesellschaft.

§ 29.

Bei Auflösung der Gesellschaft entscheidet die Hauptversammlung über die Verwendung des Gesellschaftseigentums.

Vorstehende Satzung wurde durch Beschluß der Hauptversammlung in Hannover am 15. August 1920 angenommen.

Berlin, den 1. November 1920.

Der Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft

I. A.: J. F. Pompeckj. R. Bärtling.

Bescheinigung

Es wird hiermit bescheinigt, daß die vorstehend genannte Satzung heute in das Vereinsregister des unterzeichneten Gerichts unter lfd. Nr. 352 eingetragen worden ist.

Berlin, den 4. Februar 1921

Amtsgericht Berlin-Mitte, Abteilung 167

gez. Dr. Marcard

ausgefertigt

Berlin C2, den 11. März 1921

Neue Friedrichstr. 12—15

gez. Lehmann

(L. S.)

Gerichtsschreiber des Amtsgerichts Berlin-Mitte, Abteilung 167

Geschäftsordnung

A. für den Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

§ 1. Der Vorstand berät und beschließt in Sitzungen, zu deren Einberufung jedes seiner Mitglieder berechtigt ist.

In besonderen Fällen kann der Vorstand zu seinen Sitzungen das Berliner Beiratsmitglied hinzuziehen, das nur beratende Stimme hat.

§ 2. Zur Beschlußfähigkeit müssen außer einem Vorsitzenden mindestens drei Mitglieder anwesend sein. Die Entscheidung erfolgt nach einfacher Mehrheit, bei Stimmengleichheit entscheidet der jeweilige Vorsitzende.

§ 3. Der Vorsitzende nimmt in der ersten Vorstandssitzung jeden Geschäftsjahres eine Verteilung der laufenden Geschäfte auf die Mitglieder des Vorstandes vor. Diese Geschäftsverteilung wird den Gesellschafts-Mitgliedern alljährlich durch Abdruck auf dem Umschlag der Zeitschrift mitgeteilt.

§ 4. Alle Angelegenheiten, die eine Vorberatung oder Vorbereitung verlangen, müssen dem Vorsitzenden rechtzeitig vor der Vorstandssitzung zur Kenntnis gebracht werden. Bei Angelegenheiten, deren Beratung die Kenntnisnahme eines umfangreichen Aktenmaterials erheischt, muß dieses vor der Sitzung bei sämtlichen Vorstandsmitgliedern in Umlauf gesetzt sein.

Über den Gang der Verhandlungen ist ein Protokoll zu führen und am Schluß der Sitzung nach Verlesung von sämtlichen Mitgliedern zu unterzeichnen.

§ 5. Im besonderen ist der Vorstand verpflichtet:

- a) den Haushaltsplan zu entwerfen;
- b) die vorgeschriebenen Prüfungen der Kasse und der Bücherei zu veranlassen;
- c) über Anträge zum Austausch der Zeitschrift, sowie über die Aufnahme beanstandeter Aufsätze für die Zeitschrift zu entscheiden, den Umfang der Zeitschrift nach Maßgabe des Vermögensstandes festzustellen und das rechtzeitige Erscheinen der Hefte der Zeitschrift zu überwachen;

- d) die vorbereitenden Schritte für die Veranstaltung der allgemeinen Versammlung zu tun, die der Jahresversammlung vorzulegenden Rechenschafts-Berichte vor derselben zu prüfen und auf derselben vorzutragen;
- e) einen Termin-Kalender zu führen;
- f) bis 15. November jeden Jahres Wahlzettel für die Neuwahl des Vorstandes zu verteilen und darauf bezügliche Mitteilungen an die Mitglieder ergehen zu lassen.

B. für die Tätigkeit des Beirates.

§ 1. Der Beirat berät und beschließt über die ihm vom Vorstande zugehenden oder aus Anregung einzelner Mitglieder entspringenden Vorlagen und Anträge.

§ 2. Das Beiratsmitglied in Berlin soll möglichst der Vermittlung zwischen Beirat und Vorstand durch Sammlung der Voten der Beiratsmitglieder, Teilnahme an den Vorstandssitzungen usw. dienen.

§ 3. Die Beiratsmitglieder bemühen sich nach Möglichkeit, Exkursionen und wissenschaftliche Veranstaltungen für die in ihrer Nähe wohnenden Mitglieder der Deutschen Geologischen Gesellschaft einzurichten und ein entsprechendes Programm der Hauptversammlung bzw. in der gemeinsamen Sitzung des Vorstandes und Beirates vorzulegen.

Sie werden vor allen Dingen auch bemüht sein, neue Mitglieder für unsere Gesellschaft zu werben.

§ 4. Beratung und Beschlußfassung des Beirates erfolgen schriftlich oder mündlich, und zwar nach Stimmenmehrheit.

§ 5. Bei mündlichen Verhandlungen ist der Beirat beschlußfähig, wenn mindestens drei Mitglieder anwesend sind.

§ 6. Bei der gemeinsamen Beratung mit dem Vorstande gibt er sein Votum getrennt von demjenigen des Vorstandes ab.

§ 7. Die Akten des Beirates führt der Vorsitzende.

§ 8. Die Berufung außerordentlicher Sitzungen des Beirates erfolgt durch den Vorsitzenden oder dessen Stellvertreter entsprechend § 26 der Satzungen auf Antrag zweier seiner Mitglieder.

C. für die Kassenführung der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

§ 1. Der Schatzmeister verwaltet die Kasse der Gesellschaft. Zur geschäftlichen Behandlung wird ihm ein besoldeter Kassenführer beigegeben.

§ 2. Der Kassenführer bucht in einem Hauptkassenbuch alle Geld-Einnahmen und -Ausgaben sofort.

§ 3. Die bei der Kasse eingegangenen Gelder werden baldmöglichst bei der Bank bar oder in mündelsicheren Wertpapieren deponiert. Den Ankauf der letzteren besorgt der Schatzmeister.

§ 4. Am Schluß eines jeden Rechnungsjahres ist ein Verzeichnis derjenigen Mitglieder aufzustellen, welche mit ihren Beiträgen im Rückstande sind, und dem Archivar behufs Einbehaltung der Zusendung der Zeitschrift zuzustellen.

§ 5. Die Auszahlung von Rechnungen erfolgt auf Grund von Belegen, die den Richtigkeitsvermerk des auftraggebenden Vorstandsmitgliedes sowie einen Anweisungvermerk des Schatzmeisters und eines der Vorsitzenden tragen.

§ 6. Die Jahresrechnung ist nach dem zuletzt aufgestellten Haushaltsplan anzufertigen und jede Ausgabe unter der bezüglichen Abteilung desselben zu verrechnen.

§ 7. Wenn bei einer Ausgabe eine Überschreitung der im Haushaltsplan dazu bewilligten Summe notwendig wird, so ist dies alsbald im Vorstand zur Sprache zu bringen und in der Rechnungslegung mit Hinweis auf den Vorstandsbeschluß zu erläutern.

§ 8. Die Abrechnung über ein Geschäftsjahr wird der nächsten Hauptversammlung zur Prüfung und Entlastung vorgelegt.

§ 9. Die Revision der Kasse hat alljährlich mindestens zweimal durch einen Vorsitzenden in Anwesenheit des Schatzmeisters zu erfolgen.

D. für die Verwaltung der Bücher- und Kartensammlung sowie für die Aufbewahrung der Drucksachen der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

I. Allgemeine Bestimmung für die Benutzung.

§ 1. Die nach § 27 der Satzung gebildete Bücher- und Kartensammlung wird in Berlin aufbewahrt und steht

unter der verantwortlichen Verwaltung eines Archivars, dem in der Regel zur Erledigung der laufenden Geschäfte eine zu entlohnende Hilfskraft seitens des Vorstandes untergeordnet werden soll.

§ 2. Zur Benutzung der Bibliothek sind alle Mitglieder der Gesellschaft in gleichem Maße berechtigt und dazu durch das Mitgliederverzeichnis legitimiert. Für Nichtmitglieder muß seitens eines Mitgliedes auf jedem einzelnen Entleihschein Bürgschaft geleistet werden.

§ 3. Handschriften und Handzeichnungen können nicht versandt, sondern nur im Bibliotheksraum eingesehen werden. Alle übrigen Werke werden, sofern nicht mehrseitige Nachfragen eine Einschränkung wünschenswert machen, auf die Dauer von 8 Wochen verliehen, auf längere Zeit nur auf besonderen Antrag unter ausdrücklicher Genehmigung des Vorstandes.

§ 4. Der Leihschein oder ein ihn ersetzender schriftlicher Antrag muß den genauen Titel der Schrift und die genaue Anschrift des Entleihers enthalten.

§ 5. Die Kosten für Zu- und Rücksendung einschließlich Verpackung und gegebenenfalls Mahnung muß der Entleiher tragen. Der Empfang jeder Sendung ist umgehend zu bestätigen.

§ 6. Die Verpflichtung zur rechtzeitigen einwandfreien Rückgabe oder zum Ersatz eines Leihobjektes ruht auf dem Entleiher, gegebenenfalls auf dem Bürgen oder deren Rechtsnachfolgern.

§ 7. Vier Wochen nach erfolgloser Mahnung kann das entlehene Werk auf Kosten des Entleihers bzw. seines Bürgen neu angeschafft werden.

§ 8. Einsendungen für die Bücherei bittet man an den Archivar zu richten. Auf besonderen Wunsch wird dem Absender persönlich der Empfang bestätigt. Im übrigen erfolgt die Veröffentlichung der Zugänge zur Bücherei am Ende der Monatsberichte.

II. Innere Verwaltung.

a) Bücher- und Kartensammlung.

§ 9. Alle Eingänge sind sofort einzeln abzustempeln, zu katalogisieren, in der nächsten Monatsversammlung auszuliegen und danach einzuordnen.

§ 10. Der laufend zu ergänzende Katalog der Bibliothek muß die vollständigen Titel selbständiger Arbeiten und periodischer Veröffentlichungen enthalten. Außerdem ist ein Zettelkatalog zu führen.

§ 11. Selbständige Werke, ausschließlich dünner Schriften, sind einzeln nach vorhandenem Muster einzubinden. Dünne Schriften sind nach Autoren in Mappen zu ordnen.

§ 12. Von der Zeitschrift der Gesellschaft sind je drei Exemplare jeden Jahrganges der Bibliothek einzuverleiben.

§ 13. Alljährlich findet eine Prüfung des Bücherbestandes durch drei Mitglieder des Vorstandes statt. Über den Befund ist ein Protokoll aufzunehmen, der allgemeinen Versammlung vorzulegen und in den Akten aufzubewahren.

§ 14. Der Archivar hat für eine geeignete Unterbringung der Bibliothek und ihrer Zugänge Sorge zu tragen und bei entstehenden Schwierigkeiten dem Vorstand rechtzeitig Vorschläge zu deren Abstellung zu machen.

b) Gesellschafts-Zeitschrift.

§ 15. Über die Bestände der Auflage der Zeitschrift hat der Archivar ein besonderes Ausweis-Journal zu führen.

§ 16. Bei den Bibliothekrevisionen ist das Eingangs-Journal abzuschließen und der Bestand an Exemplaren der Zeitschrift einer Prüfung zu unterziehen.

§ 17. Reklamationen nicht eingegangener Hefte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres (vom Erscheinen gerechnet) Berücksichtigung finden. Frühere Jahrgänge oder einzelne Hefte werden, soweit solche vorhanden sind, zu bestimmten, von Zeit zu Zeit neu festzusetzenden Preisen abgegeben.

c) Tauschverkehr.

§ 18. Ein Austausch periodischer Veröffentlichungen kann nur gegen je ein Exemplar der Zeitschrift der Gesellschaft erfolgen.

§ 19. Eine nachträgliche Abgabe einzelner Hefte kann nur, soweit der Vorrat reicht und keine Zersplitterung von Bänden entstehen würde, gegen entsprechende Gegenwerte erfolgen.

§ 20. Bleiben Fortsetzungen auszutauschender Veröffentlichungen ein Jahr lang aus, und erfolgt auf eine

Anfrage keine befriedigende Erwiderung, so kann der Tauschverkehr als abgebrochen angesehen und die Absendung der Zeitschrift der Gesellschaft eingestellt werden. Zur Wiederanknüpfung bedarf es eines neuen Antrages.

E. für den Geschäftsführer der Haupt-Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Der Ort der Haupt-Versammlung wird gemäß § 20 der Satzung in der Regel am zweiten Sitzungstage der vorherigen Haupt-Versammlung durch Stimmenmehrheit festgesetzt. In gleicher Weise wird für die Dauer derselben ein Geschäftsführer ernannt, dem die Veranstaltung und geschäftliche Leitung der Versammlung und der ihr anzuschließenden Exkursionen obliegt. Im besonderen hat derselbe:

- a) bis 1. April des betreffenden Jahres Vorschläge für die Zeit und Tagesordnung der Versammlung sowie die ihr anzuschließenden Exkursionen dem Vorstande zur Begutachtung einzureichen;
- b) für einen geeigneten Versammlungsraum endgültige Verabredungen zu treffen;
- c) über Ausgaben, die der Kasse der Gesellschaft gegebenenfalls zur Last fallen, sich mit dem Schatzmeister vorher ins Einvernehmen zu setzen;
- d) die Liste der angemeldeten Vorträge spätestens 14 Tage vor Beginn der Exkursionen zu schließen;
- e) den Mitgliedern, die später noch Vorträge anmelden, mitzuteilen, daß keine Gewähr dafür übernommen werden kann, daß sie auf der Hauptversammlung noch zu Worte kommen;
- f) den Teilnehmern der Versammlung bei deren Beginn ein genaues Programm der Sitzungen, der angemeldeten Vorträge und des Ganges der geplanten Exkursionen zuzustellen.

Nach Möglichkeit sollen die Vorträge in der Reihenfolge der Anmeldungen gehalten werden. Es bleibt aber dem Ermessen des Geschäftsführers überlassen, Vorträge über verwandte Themata so zusammenzustellen, daß eine gemeinsame Besprechung über mehrere Vorträge ermöglicht wird. Vorträge, welche für die Exkursionen notwendig sind, haben jeweils an den entsprechenden Tagen den Vorzug;

- g) die Sitzungen zu eröffnen, geschäftliche Mitteilungen zu machen und die Wahl der Vorsitzenden für die einzelnen Sitzungen zu veranlassen;
 - h) den jeweiligen Vorsitzenden darauf aufmerksam zu machen, daß die Rededauer auf 25 Minuten beschränkt ist;
 - i) die Sitzungs-Niederschriften am Schluß der Versammlung von den betreffenden Schriftführern einzufordern, und mit seinem Zustimmungsvermerk zu versehen. Die Niederschriften, ein kurzer Bericht über den Gang der Exkursionen, sowie die von der Gesellschaft zu erstattenden Rechnungen sind bis zum 1. November des betreffenden Jahres dem Vorstand einzureichen.
-

Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

A.	Seite	C.	Seite
Aachen, Oberdevon . . .	140	Cerro Redondo, Korundvor-	
Achsensee, Tektonik . . .	137	kommen	297
Afrika, Gräben	254, 247	China, Neandertalmensch . .	2
—, Erdbebenforschung . . .	170		
Ahrensburg i. Holst., Gault	301		
Allertal, Salzstöcke . . .	97		
Alpen, Devon	177		
—, Tektonik	136		
—, Trias	62		
Alt-Libichau, Oberdevon . .	182		
Anhalt, Karbon	242		
Ardennen, Oberdevon . . .	189		
—, Tektonik	25		
Argentinien, Gebirgsbildung	192		
Attendorf, Oberdevon . . .	152, 164		
Attika, Neogen	177		
B.		D.	
Bageritz, Diluvium	257	Darmstadt, eocäne Süß-	
Bayern, Postglazialzeit . .	223, 225	wasserablagerungen . . .	175
Belgien, Oberdevon	187	Dedeagatsch, Eocän	131
Berchtesgadener Alpen,		Deutschland, Paläogeo-	
Tektonik	140	graphie	1
Berlin, Diluvium	156	—, Tektonik	19
—, Übersichtskarte	99	—, Übersichtskarte	99
Bicken, Oberdevon	155, 164	Diedesheim, Muschelkalk . .	105
Biedenkopf, Oberdevon . . .	154	Dieskau, Diluvium	254
Bistritzgebirge, Tektonik . .	108	Dill, Oberdevon	155, 164
Blankenburg i. Thür., Coe-		Dillenburg, Oberdevon . . .	157
lestin im Röt	1	Dinant, Oberdevon	189
Boberkatzbachgebirge, Por-		Dinariden, Tektonik	146
phyry	3	Dnjestr, Oberdevon	205
Böhmerwald, Trogttheorie . .	230	Dobbertin, Gault	301
Boulogne sur Mer, Ober-		Dölau, Karbon	246
devon	191		
Brachwitz, Karbon	246		
Bretagne, Oberdevon	192		
Brünn, Oberdevon	183		
Bückeberg, Wealden	76		
Bukowina, Turon	108		
Büdesheim, Oberdevon . . .	152		
		E.	
		Ebersdorf, Oberdevon	177
		Ehringsdorf, Diluvialmensch	2
		Eibenstock, Korundvor-	
		kommen	335
		Eifel, Oberdevon	152
		Elberfeld, Oberdevon	142
		Elsaß, Buntsandstein	278
		England, Oberdevon	195
		Enkeberg, Oberdevon	148
		Ergenebecken, Eocän	129
		Erkelenz, Tektonik	18
		Erzgebirge, Tektonik	21
		Estland, Dictyonemaschiefer	153
		F.	
		Flechtinger Höhenzug,	
		Kupferschiefer	204
		Frankenwald, Oberdevon . .	171

	Seite
Frankreich, Oberdevon	187
Freiburg (Schlesien), Oberdevon	182

G.

Galizien, Oberdevon	199
Giebichenstein, Karbon	246
Glatz, Oberdevon	177
Görzig, Karbon	245
Graz, Oberdevon	183
Guffert, Tektonik	137

H.

Halle a. S., Diluvium	251
—, Steinkohlenbildung	242
Hankenberg, Tektonik	57
Harrl, Dinosaurier	76
Harz, Kupferschiefer	204
—, Oberdevon	175
Heide i. Holst., Gaulttransgression	319
Heidelberg, Muschelkalk	24
Hemmingstedt, Gaulttransgression	319
Herborn, Oberdevon	161
Hessen, Bauxit	179
—, Grundwasser	162
Hirschberg a. d. Saale, Oberdevon	170
Hof, Oberdevon	171
Hohnsdorf, Karbon	245
Holstein, Eem-Schichten	151
—, Gaulttransgression	301, 319

I, J.

Jaffa, Wanderdüne	202
Iberische Halbinsel, Oberdevon	193
Jena, Coelestin im Rät	1
Jessenitz, Gaulttransgression	319
Ilmenau, Kupferschiefer	221
Irakliá, Schmirgel	333
Iserlohn, Oberdevon	146

K.

Kaisergebirge, Tektonik	137
Kaiser-Wilhelm-Kanal, Eem-Schichten	151
Kamsdorf, Kupferschiefer	21
Karnische Alpen, Oberdevon	184
Karpathen, Tektonik	108
Kellerwald, Oberdevon	164, 149

Keschan, Kohlenflöze	130
Kiel, Eem-Schichten	151
Kirchhofen, Oberdevon	162
Kleinasien, Landschaftsformen	4
—, Schmirgel	332
—, Trockenklima	4
Klein-Leipisch, Erdbrandgestein	269
Klinke, Karbon	246
Königstein, Turon	102
Kraichgau, Muschelkalk	25, 105
Kurland, Oberdevon	205

L.

Laasphe, Oberdevon	154
Lahnmulde, Oberdevon	161
Landsberg, Diluvium	254
Langenaubach, Oberdevon	159
Lechtaler Alpen, Tektonik	137
Lehesten, Oberdevon	170
Leimen, Muschelkalk	105
Leipzig, Diluvium	251
Lettewitz, Karbon	246
Livland, Oberdevon	205
Lobenstein, Oberdevon	170
Löbejün, Karbon	242
Lothringen, Minetteerze	113
Lüneburg, Gault	291, 321
Lüttich, Oberdevon	190

M.

Mähren, Oberdevon	177, 182
Mansfeld, Kupferschiefer	204
Marmaree, Eocän	129, 131
Marxgrün, Oberdevon	175
Maubeuge, Oberdevon	191
Mecklenburg, Eem-Schichten	152
—, Gaulttransgression	319
Messel, Braunkohlenformation	175
Mieminger, Tektonik	138
Minas, Korundvorkommen	297
Minorca, Oberdevon	194
Mitteldeutschland, Kupferschiefer	204
Mitteuropa, Tektonik	19
Mittelrhein, Postglazialzeit	223
Moldau, Turon	108
Moskau, Oberdevon	205

N.

Namur, Oberdevon	190
Naxos, Schmirgel	333

	Seite
Nebra, Coelestin im Röt . . .	1
Nehden, Oberdevon . . .	148
Niederlausitz, Erdbrand- gestein . . .	269
Niederschlesien, Porphyry . . .	3
Nowgorod, Oberdevon . . .	205
Nusse, Gaultgeschiebe . . .	301
Nutilar, Oberdevon . . .	148
Nyassa, Graben	247

O.

Oberbayern, Postglazialzeit	225
Oberfranken, Oberdevon . . .	165
Oberhessen, Bauxit . . .	179
Oberkuzendorf, Oberdevon	182
Oberrheinische Massive, Tektonik . . .	19
Oberscheld, Oberdevon . . .	157
Ochsenkopf, Korundvor- kommen . . .	335
Odenwald, Grundwasser . . .	169
—, Muschelkalk . . .	25
Orel, Oberdevon . . .	205
Osning, Neokome Störung	50
Ostafrika, Erdbeben- forschung . . .	170
Ostalpen, Oberdevon . . .	177
Osteuropa, Oberdevon . . .	199
Ostkarpathen, Gebirgsbau	108

P.

Palästina, Geologie . . .	194
Peissenberg, Oligocän . . .	235
Peiting, Oligocän . . .	235
Pendling, Tektonik . . .	137
St. Petersburg, Oberdevon . . .	205
Petschora, Oberdevon . . .	205
Planitz, Oberdevon . . .	175, 174
Plötz, Steinkohle . . .	242
Polen, Oberdevon . . .	199
Polnisches Mittelgebirge, Oberdevon . . .	199
Poltznitz, Oberdevon . . .	182
Portugal, Oberdevon . . .	194
Probstzella, Oberdevon . . .	170
Prossen, Turon . . .	102
Pskow, Oberdevon . . .	205
Pyrenäen, Oberdevon . . .	193

R.

Rabutz, Diluvium . . .	251
Reichsland, Buntsandstein	278

	Seite
Rheinebene, Grundwasser . . .	162
—, Tertiär . . .	229
Rheinisches Schieferge- birge, Oberdevon . . .	45
Rheinisch-Westfälisches In- dustriegebiet, Grund- wasserentziehung . . .	229
Rheinland, Oberdevon . . .	140
Rheintal, Grabenbildung 238, 241, 251	129
Rhodope, Eocän . . .	129
Richelsdorfer Gebirge, Kupferschiefer . . .	204
Rimberg, Oberdevon . . .	155
Rohmerhalle, Oberdevon . . .	177
Römerkeller, Erdbrandge- stein . . .	269
Rösenbeck, Oberdevon . . .	148
Rußland . . .	205
—, Oberdevon, Diluvium . . .	234

S.

Sachsen	102
—, Turon, Korundvorkommen	335
Sächsisches Vogtland, Ober- devon . . .	165
Saale, Oberdevon . . .	170
—, Steinkohlenbildung . . .	242
Saalfeld, Oberdevon . . .	166
Saarbrücken, Tektonik . . .	34
Samos, Neogen . . .	17
Sardinien, Oberdevon . . .	195
Sauerland, Oberdevon . . .	40, 148
Schleiz-Zeulenroda, Ober- devon . . .	171
Schlesien, Oberdevon . . .	177
Schleswig-Holstein, Eem- schichten . . .	151
Schliersee, Kreide . . .	234
Schortewitz, Karbon . . .	245
Schtschara, Diluvium, Trog- theorie . . .	234
Schulenberg (Oberharz), Oberdevon . . .	175
Schwaan, Eemschichten . . .	151
Schwarzwald, Grabenbil- dung . . .	238
—, Muschelkalk . . .	25
—, Tektonik . . .	21
—, Trogtheorie . . .	230
Sennowitz, Unterrot- liegendes . . .	243
Siebenbürgen, Turon . . .	108

	Seite
Spanien, Oberdevon . . .	193
Stolberg, Oberdevon . . .	140
Sulz, Oligocän . . .	235
Südamerika, Gebirgsbildung	192
Süddeutschland, Postglazialzeit . . .	223
—, Trogtheorie . . .	230
Syrien, Graben . . .	246

T.

Taurus, Faltung . . .	10
Teutoburger Wald, Gebirgsbildung . . .	50
Thrakien, Eocän . . .	129
Thüringen, Coelestin im Röt . . .	1
—, Oberdevon . . .	165
—, <i>Rhizocorallium</i> . . .	231
Thüringerwald, Kupferschiefer . . .	204
Timangebirge, Oberdevon . . .	205
Tschemely, Diluvium . . .	234
Türkei, Eocän . . .	129
—, Kohlen . . .	301

U.

Unterharz, Oberdevon . . .	177
Ural, Oberdevon . . .	205

	Seite
Uruguay, Korundfels . . .	292
—, Schmirgel . . .	292
Utah, Grabenbildung . . .	250

V.

Velbert, Oberdevon . . .	142
Ver. Staaten, Grabenbildung	250
Villach, Oberdevon . . .	184
Vindelizisches Gebirge . . .	149
Vogelsberg, Bauxit . . .	180
—, Geologie . . .	204
Vogesen, Grabenbildung . . .	238
—, Buntsandstein . . .	278

W.

Waldenburg, Porphyry . . .	3
Warstein, Transgression des Fossley . . .	41
Weilburg, Oberdevon . . .	162
Westeuropa, Oberdevon . . .	186
Wettersteingebirge, Tektonik . . .	137
Wettin, Karbon . . .	242
Wildungen, Oberdevon . . .	149
Woronesch, Oberdevon . . .	205

Sachregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

A.	Seite		Seite
Afrikanisch-syrischer Graben	246	<i>Brongniarti</i> -Schichten	103
Ägäisfestland, Kleinasien	13	Brückenau, <i>Spongeliomorpha</i>	231
<i>Aganides infracarbonicus</i>	145	Büdesheimer Mulde	152
Alabaster, Jenaer	5	Buntsandstein, Elsaß	278
Albit, Röt	10	Bukowinische Decke	119
Alemanische Insel	140		
Allochthone Steinkohlen	248	C.	
<i>Allorisma</i>	37	<i>Cancellophycus</i>	232
Alt-Rotsandstein-Land	322	<i>Caulerpites rugosus</i>	232
Alttertiär, Kleinasien	9	<i>Cheiloceras amblylobus</i>	141
<i>Anatina praecursor</i>	62	— <i>circumflexum</i>	141
Anhydrit, Röt	5	— <i>globosum</i>	141
<i>Anoplophora Muensteri</i>	92	— <i>Pompeckji</i>	141
<i>Arca inaequalis</i>	41	— <i>sacculus</i>	141
<i>Archaeonycteris</i>	177	— <i>subpartitum</i>	141
Äsar, Rabutz	256	— -Stufe	141
Attendorf-Elsper Doppel-		— <i>Verneuili</i>	141
mulde	152	<i>Clionolithes palmatus</i>	234
Ausscheidung, magmatische	323	Coelestin im Röt	1
Autochthone Steinkohlen	248	Cypridinenschiefer	143
		<i>Cryptopithecus</i>	177
B.			
Baryt, Röt	21	D.	
Basalteisenstein, Vogelsberg	185	Danien, Berlin	156
Bauxite, Oberhessen	179	Decke, Bukowinische	119
Beckenton, Rabutz	251	—, Siebenbürgische	119
<i>Belemnites minimus</i>	291	Deckenlehre, Ostkarpathen	108
Bildung des Hauptkonglomerats	282	Deckfaltentheorie, Karpathen	118
Bipeden, Bückebug	76	Devon, Paläogeographie	137
Blutlehm, Bayern	223	—, Sauerland	40
Bodenfluß	182	Diagenese, Röt	20
Bohrrohren in fossilen Schalen	224	Diaspor, Uruguay	319
Böschungssprünge, Karpathen	124	Dictyonemaschiefer, Estland	153
Braunfelfer Kalke	161	Dillmulde, Devon	155
Braunkohlenbildung, Messel	175	Diluvialmensch, Ehringsdorf	2
Braunkohlen, Türkei	130	Diluvium, Berlin	156
<i>Brissopneustes danicus</i>	156	—, Holstein	151
		—, marines, Palästina	199
		—, Oberbayern	70
		—, Tschemely	234

	Seite
Dinosauriensuren, Harri	76
Dolomit, Röt	5
Dorper Kalk	143
Druckrichtungen, primäre	203
Dünen, Jaffa	202
Dynamometamorphose, Uruguay	324

E.

Eem-Schichten, Holstein	151
Ehrenmitglieder	172
Eisenerze, Lothringen	113
Eisensilikat im Minetteerz	119
Eiszeit, Beziehungen zu Ge- birgsbildung	261
Eocän, Kleinasien	9, 16
—, Palästina	196
—, Rhodopegebirge	129
—, Süßwasserablagerung, Darmstadt	175
Erdbebenforschung, Ost- afrika	170
Erdbrandgesteine, Nieder- lausitz	269
Erzanschliffe	76
Etroeung, Sauerland	45

F.

Fährten, Bückeburg	76
Falten, Karpathen	110, 111
Falten- und Schollen- gebirge	227
Faltung, Kleinasien	15
—, Taurus	10
Famenne-Schichten	141
Ferretisierung in Minette- erzen	129
Flammenmergel, Lüneburg	315
Fledermäuse, fossile, Messel	177
Flinzschiefer	143
Formationsnamen, Schreib- weise	174
Fossley, Begriff	164
—, Sauerland	41, 148
Fucoiden	224
Fuhner Sattel	243

G.

Gattendorfia-Stufe	145
Gault, Lüneburg	291
Gebirgsbau, Ostkarpathen	108
Gebirgsbewegung, Kar- pathen	112

	Seite
Gebirgsbildung	227, 261, 238
—, Alpen	149
—, Erklärungsversuch	3
—, Südamerika	192
Gerölle im Buntsandstein	283
— in Oolithen	116
— paläozoischer Gesteine in der Kreide	296, 305, 321
Geosynklinalen, Karpathen	127
Geschäftsordnung	333
Gips- und Salzformation, Kleinasien	9
Glimmergänge, Uruguay	321
Graben, afrikanisch- syrischer	246
—, Rheintal	241
—, Utah	250
Grabenbildung	238
Granitgerölle, Kreide, Lüneburg	305, 321
Gresslya	37
Grillenberger Schichten	242
Großfaltung, Kleinasien	15
Grossular, Röt	12
Grundwasser, Palästina	196
—, Rheintal	162
Grundwasserentziehung, Rhein-Westf. Industrie- gebiet	229

H.

Halbaffe, Messel	177
Hälleflintagerölle, Kreide, Lüneburg	321
Hallesche Mulde	242
Hauptkonglomerat, Elsaß	280
Hauptmuschelkalk, Pleur- myen	103
Herkunft der Gerölle im Buntsandstein	283
Herzkämper Mulde	143
Homomya Albertii	29, 40,
— Althausi	41, 102
— fassaënsis	47, 102
— impressa	40, 55
Homomyen, Heidelberg	50, 102
Horste	24
Huftiere, Messel	238
	177

I, J.

Jahresbeitrag	172
Iberger Kalk	143, 161

	Seite
Jenaer Alabaster	5
<i>Imitoceras Denckmanni</i>	145
Innenwärme der Erde	264
<i>Inoceramus Brongniarti</i>	
Mant.	100, 103
— <i>costellatus</i>	101, 105, 106
— <i>hercynicus</i>	101
— <i>inaequivalvis</i>	103
— <i>labiatus</i>	100
— <i>Lamarckii</i>	99, 101
— <i>latus</i>	101
— <i>percostatus</i>	101
— <i>Schlönbachi</i>	107
— <i>sulcatus</i> , Lüneburg	
— <i>undulatus</i>	105
— <i>Websteri</i>	105
Inoceramen, Turon	99
Insekten, Messel	176
Interglazial, marines	151
Jura, Lothringen	113
Jura-Phosphorite, Lüneburg	302
Jüngere Pressungsphasen.	
Karpathen	115

K.

Kaliglimmer, Uruguay	321
Kalkgrundmasse in Minette- erzen	122
Kalkspat, Röt	4
Kambrium, Estland	153
Karbon, Halle a. S.	242
Karbonische Gebirgsbil- dung, Alpen	149
— Pressungsphase, Kar- pathen	112
Karbondrog	228
Kayserit	316
Klimakurve im Postglazial	223
Kohlenflöze, Keschan	130
Komplikationsperiode	265
Kontaktmetamorphose, Uruguay	324
Kordieritschieferhornfels, Uruguay	309
Korundfels, Uruguay	292, 312
Kreide, Palästina	196
Kreidegeschiebe, Berlin	157
Krustenbewegungen, Klein- asien	14
Kulm, Saale	242
Kulmtransgression	44
Kupferschiefer	204

L.	Seite
<i>Laevigites</i> -Stufe	146
Lahnmulde, Devon	161
<i>Lamarcki</i> -Schichten	103
Lamprophyr, Uruguay	322
Landschaftsformen, Klein- asien	4
Laterit, Vogelsberg	184
<i>Lithochela problematica</i>	232
Löbejüner Porphyry	243
Löß, Oberbayern	69
—, Palästina	200
<i>Lophiotherium messelense</i>	177
— <i>pygmaeum</i>	177

M.

Magma- und Krustenbewe- gungen	170
Magmatische Ausscheidungen	323
Magnetit in Minetteerzen	126
Mansfelder Schichten	242
Marines Diluvium, Palästina	199
Matagne-Schichten	143
Messeler Braunkohlen- formation	175
Metallographisches Mikro- skop	76
Metamorphose	324
<i>Micraster cor anguinum</i>	100
Mikroskop, metallo- graphisches	76
Minetteerze, Lothringen	113
Mittelleocän, Messel	175
Mittelkretazeische Gebirgs- bildung, Alpen	149
Mitgliederverzeichnis	339
Muschelkalk, Heidelberg	24
—, Verbreitung der Homo- myen	102
<i>Myacites</i> , Begriff	25, 30
— <i>compressus</i>	92
— <i>elongatus</i>	92

N.

Nagetiere, Messel	177
Neandertal-Mensch, China	2
Neogen, Kleinasien	11, 16
<i>Neohibolites minimus</i>	291
— <i>Stolleyi</i>	
— <i>ultimus</i>	
Neokomstörung, Osning	50
Neueingänge der Bibliothek	47, 92, 160, 239, 287

	Seite
Nickel-Kobalt-Rücken	207
Niederschlagsmengen	163
Niederterrassenschotter, Bayern	223
<i>Nodosus</i> -Kalk, Pleuromyen	106
Nordatlantischer Kontinent, Devon	140
Nummulitenkalk, Palästina	196

O.

Oberdevon, Paläogeographie	137
—, Sauerland	40
Oberflächenwärme	264
Obertriadische Pressungs- phase, Karpathen	113
Oestricher Kalke	146
Old-red Continent	322
Oligocän, Kleinasien	16
—, Rhodopegebirge	130
Oszillationsperiode	265
Os, Rabutz	256
Oolithe, Struktur	114
Otweiler Schichten, Saale	242
Ova, Kleinasien	6

P.

<i>Palaeochiropteryx</i>	177
Paläogeographie, Bunt- sandstein	278
—, Deutschland	1
—, Norddeutschland	321
—, Oberdevon	137
<i>Palaeomarmota sciurioides</i>	177
Parazonit, Bildung	297
Paschlebener Grauwacke	242
Pfannen, Palästina	202
<i>Pholadomya rectangularis</i>	79
Phosphoritgerölle, Lüneburg	297
Phyllit, Uruguay	307, 319
Pikermischichten, Ent- stehung	17
Pingenbildung	227
Plattensandstein	147
<i>Plesiartomis Schlosseri</i>	177
<i>Pleuromya</i>	36, 63
— <i>alpina</i>	62
— <i>bavarica</i>	62
— <i>crassa</i>	39, 64
— <i>elongata</i>	39, 65, 90
— <i>mactroides</i>	64, 95, 106
— <i>musculoides</i>	27, 39, 64, 76, 103
— mut. ? <i>crassa</i>	89

Seite

<i>Pleuromya musculoides</i> var. <i>grandis</i>	87
— var. <i>rhomboidea</i>	85
— <i>ventricosa</i>	39, 65
Pleuromyen, Heidelberg	24
Pliocän, Kleinasien	12
—, Oberhessen	179
Pneumatokontaktmeta- morphose	324
Pönsandstein	164
Porphy, Löbejüner	243
—, Wettiner	243
Postglazialzeit, Süddeutsch- land	223
Pressungen	227
Pressungsphasen, Kar- pathen	112, 113, 115
Primäre Druckrichtungen	203
<i>Prolobites</i> -Stufe	150
<i>Propalaeotherium hassi- acum</i>	177
— <i>Rollinati</i>	177
<i>Pugnax acuminatus</i>	141
— <i>pugnax</i>	141

Q.

Quarz, Röt	4
Quarzitgerölle, Kreide, Lüneburg	296, 305, 321
Quarzporphyr, Halle a. S.	245
Quergräben	250

R.

Rabutzer Beckenton	251
Randspalten	232
Regionalmetamorphose	324
Regression, Gault	318
Rheintalgraben	230, 238, 241, 251
<i>Rhizocorallium</i>	224
<i>Rhynchaëtes</i>	177
<i>Rhynchonella Cuvieri</i>	100, 104
Röt, Jena	1
Roteisensteinhorizont	161
Roterde, Vogelsberg	191
Rotliegendes, Halle a. S.	243
Rücken	205
Rückwitterung, Alpen	139
Rumpfschollengebirge	228
Rutil, Röt	4, 13

S.

Salzformation, Kleinasien	9
Salzstöcke, Allertal	97

	Seite
Satzung	325
Saxonischer Trog	228
Schalensexemplare, Entstehung	28
Schildkröten, Messel	176
Schirmgel, Entstehung	292
Schollenbewegungen, Karpathen	124
Schwefelkies in Minetteerzen	126
Sedimentärgeschiebe, Tschemely	238
Semipartitus-Schichten, Pleuromyen	106
Senon, Palästina	196
Siderit in Minetteerzen	128
Siebenbürgische Decke	119
Skulptursteinkern, Entstehung	28
Spongeliomorpha	224
— iberica	235
Spirifer Murchisoni	141
— Verneuli	141
Staubstürme der Wüste, Palästina	200
Steinkerne, Entstehung	28
Steinkohlen, allochthone	248
—, autochthone	248
Steinkohlenablagerung, Halle a. S.	242
Steppenalk, Kleinasien	5
Stratigraphie, Buntsandstein	278
Strontium, Geologie	2
Struthopus Schaumburgensis	91
Sumpfvogel, Messel	177
Syrischer Graben	246
T.	
Tapes eemiensis	151
Tektonik, Alpen	137
—, Deutschland	19
—, Karpathen	108
—, Kaisergebirge	137
—, Osning	50, 59
Terrestrische Vorgänge bei der Sedimentation	229
Tertiär, Alpen	149
—, Kleinasien	9
—, Rheinebene	229
—, Rhodope	129
Tiefenmetamorphose, Uruguay	323
Ton, Röt	3
Tonerde der Bauxite	179

	Seite
Transgressionen	50
— des Fossley, Warstein	41
— Gault	291
—, Kreide	291, 318
Transgressionskonglomerat, Lüneburg	295
Trias, Alpen	62
—, Heidelberg	24
—, Karpathen	113
Trockenklima, Landschaftsformen	4
Trogtheorie, Allgemeines	227
—, Süddeutschland	230
Turmalin, Röt	4
Turon. Inoceramen	99

U.

Überschiebung, Karpathen	111
Übersichtskarte, Deutschland	99
Undationsgraben, Rheintal	241

V.

Variskische Granitmasse	203
Verkieselter Phyllit, Uruguay	319
Versteinerungen in Buntsandsteingeröllern	283
Verwitterungsrinde, Bayern	223
Vindelizische Gebirge	149
Vorstands- und Beiratswahl	290
Vulkanismus, Ostkarpathen	108, 124
—, Südamerika	192

W.

Wallberge, Rabutz	256
Wanderdünen, Jaffa	202
Wealdensandstein, Bückeburg	76
Wellenkalk, Thüringen	231
Wettiner Porphyry	243
— Schichten	242
Wocklumer Kalke, Sauerland	42
— Schichten	145, 165
Wüste. Staubstürme, Palästina	200

Z.

Zerrsprünge, Karpathen	124
Zerrungen	227
Zerrungsphasen, Karpathen	116
Zirkon, Röt	4
Zweizeherfährt, Bückeburg	89



Fig. 1.



Fig. 2

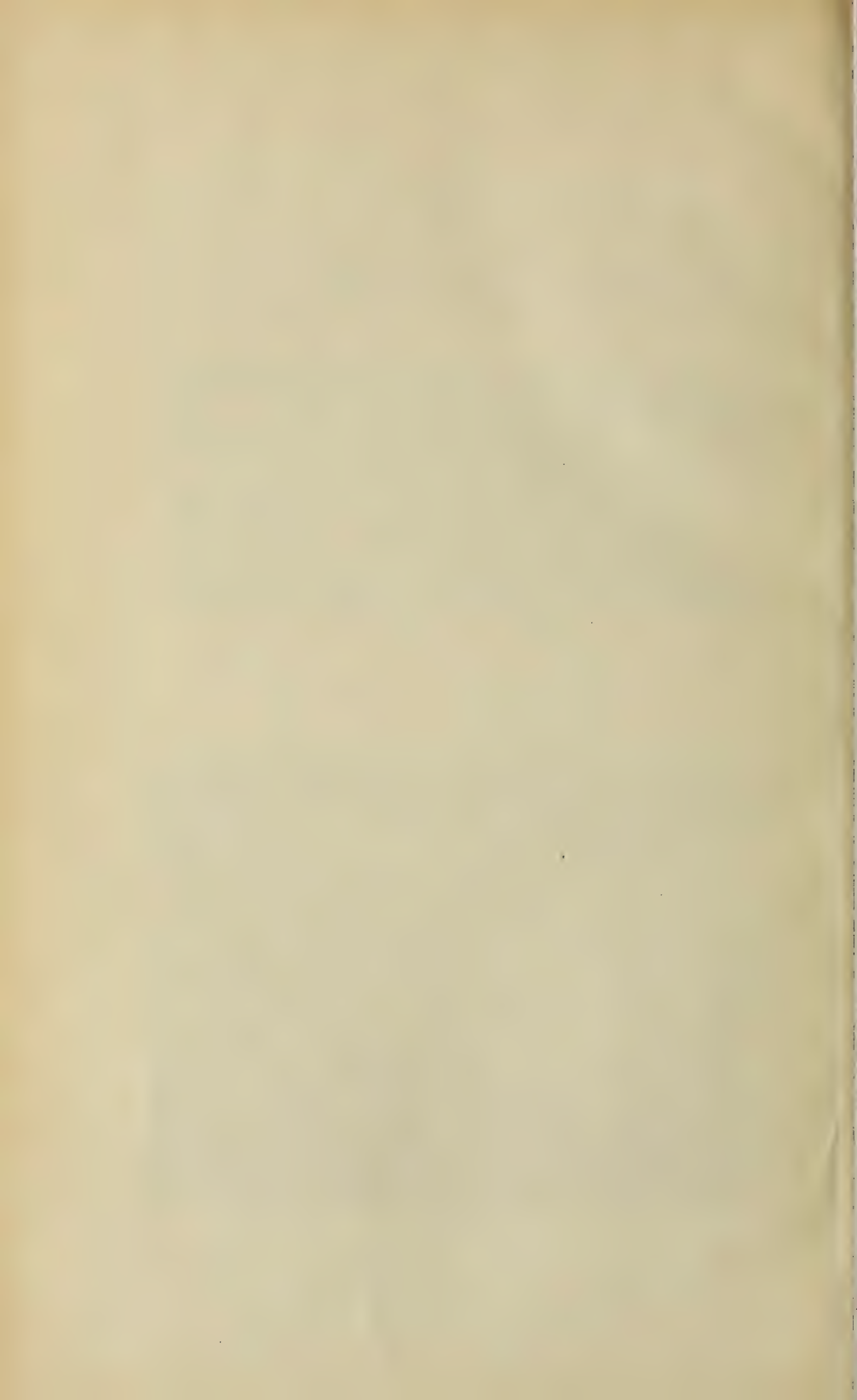
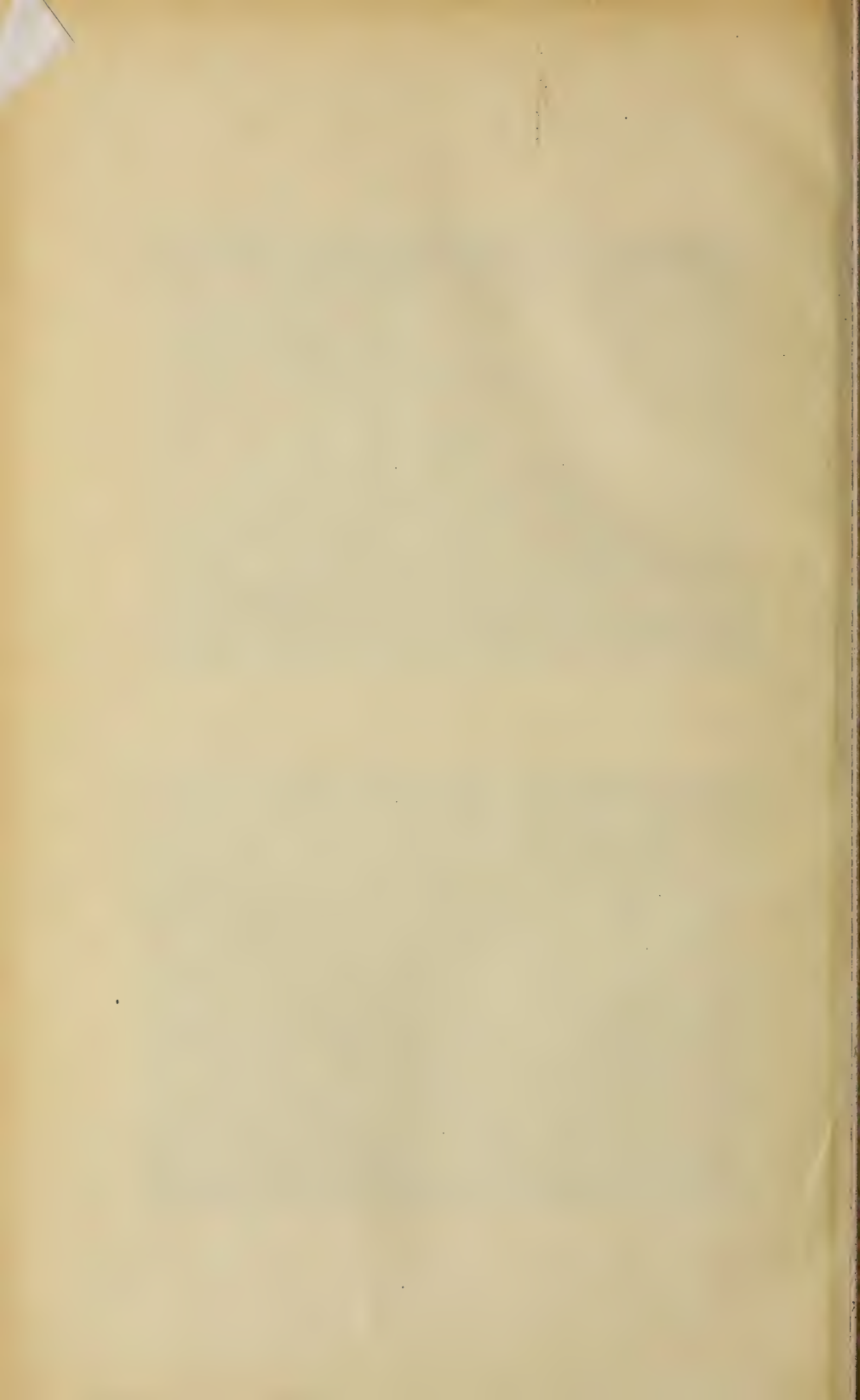




Fig. 1.



Fig. 2.



Max Weg · Leipzig · Königstr. 3

Buchhandlung und Antiquariat

sucht und kauft

jetzt zu außerordentlich hohen Preisen
komplette Serien und einzelne Bände von

Abhandlungen der K. K. Geologischen Reichsanstalt in Wien (Band III von Hoernes und Auinger zu besonders hohem Preise)

Abhandlungen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen

Annales de la Société géologique de Belgique

Annales de la Société géologique du Nord
Beiträge zur Geophysik (herausgeg. von Gerland)

Beiträge zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns (besonders hoch!)

Boletino del R. Comitato Geologico d'Italia
Bulletin du Service géologique de France
Bulletin de la Société Française de Minéralogie

Congrès international de Géologie (Führer und Comptes rendus)

Eclogae geologicae Helvetiae

Economic Geology (Lancaster Pa.)

Geologiska Föreningens i Stockholms Föreläsningar

Geological Magazine

Jahrbuch u. Neues Jahrbuch f. Mineralogie (alles, ganz besonders Jahrg. 1830-32)

Jahrbuch der K. K. Geologischen Reichsanstalt in Wien (besonders hoch!)

Journal of Geology (Chicago)

Mineralogical Magazine

Mémoires de la Société géologique de France

Memorie per servire alla descrizione della carta geologica d'Italia

Mémoires de la Société linnéenne de la Normandie

Petermanns Mitteilungen

Petersburg — Trudy der russischen mineralogischen Gesellschaft

Palaeontographica

Palaeontographica Italica

Palaeontologia Indica

Paléontologie Française

Sammlungen des geologischen Museums in Leiden

Transactions of the Royal Geological Society of South Africa I—V

Tschermaks Mitteilungen

Wien — Denkschriften der K. K. Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse

Zeitschrift für praktische Geologie

Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (ältere Jahrgänge)

Desideratenliste von Büchern und Separaten, für die ich ebenfalls bei beschleunigtem Angebot sehr hohe Preise zahlen kann, auf Wunsch zu Diensten. Auch bringe ich erneut in Erinnerung, daß meine altbekannte Firma beste Möglichkeiten zur Verwertung ganzer Bibliotheken bietet

Erwünscht sind mir auch Angebote aus dem Ausland
Ich übernehme alle Kosten und Mühen des Transports

Max Weg · Leipzig · Königstraße 3

*Großes Lager von geologischen Büchern,
Zeitschriften, Separaten und Karten*

Kataloge auf Wunsch zu Diensten

Schnelle und günstige Beschaffung aller Neuerscheinungen des In- u. Auslandes



Fortsetzung siehe folgende Umschlagseite!



ZEISS

Bildaufrichtende,
mit Porro'schen
Prismen versehene
binokulare

Mikroskope

für
die Untersuchungen des
Geologen

Alle Arten von Lupen

Fernrohlupen

mit besonders großem,
freien Objektabstand



Druckschriften
auf Wunsch
kostenfrei!



Max Weg · Leipzig · Königstraße 3

Antiquariats-Kataloge:

- Regionale Geologie: I: Alpen und Apenninen, 6299 Nummern
(Nachtrag hierzu erscheint in Kürze)
" " II: Deutschland, 5832 Nummern
(Nachtrag I hierzu vergriffen, Nachtrag II erscheint in Kürze)
" " III: Frankreich, Belgien, Spanien, 2366 Nummern
" " IV: Skandinavien, 1060 Nummern
" " V: Böhmen, Karpathen u. ihr Vorland, Balkanländer, 2985 Num.
" " VI: Amerika, 2378 Nummern

Katalog Nr. 145. *Geophysik I: Meteorologie, Ozeanographie* (Bibliothek Krümmel) — Nr. 146. *Geophysik II: Morphologie und Dynamik des festen Landes* — Nr. 158. *Paläontologie* (Bibliothek Koenen) — Nr. 128. *Mineralogie* 4757 Nummern — Nr. 139. *Bibliothek Ferdinand Zirkel*

In meinem Verlage erscheint die Zeitschrift **Der Geologe** bisher 29 Nummern meist mit Aufsätzen namhafter Geologen

Wird allen Geologen, die mich regelmäßig
mit Aufträgen beehren, kostenlos zugesandt

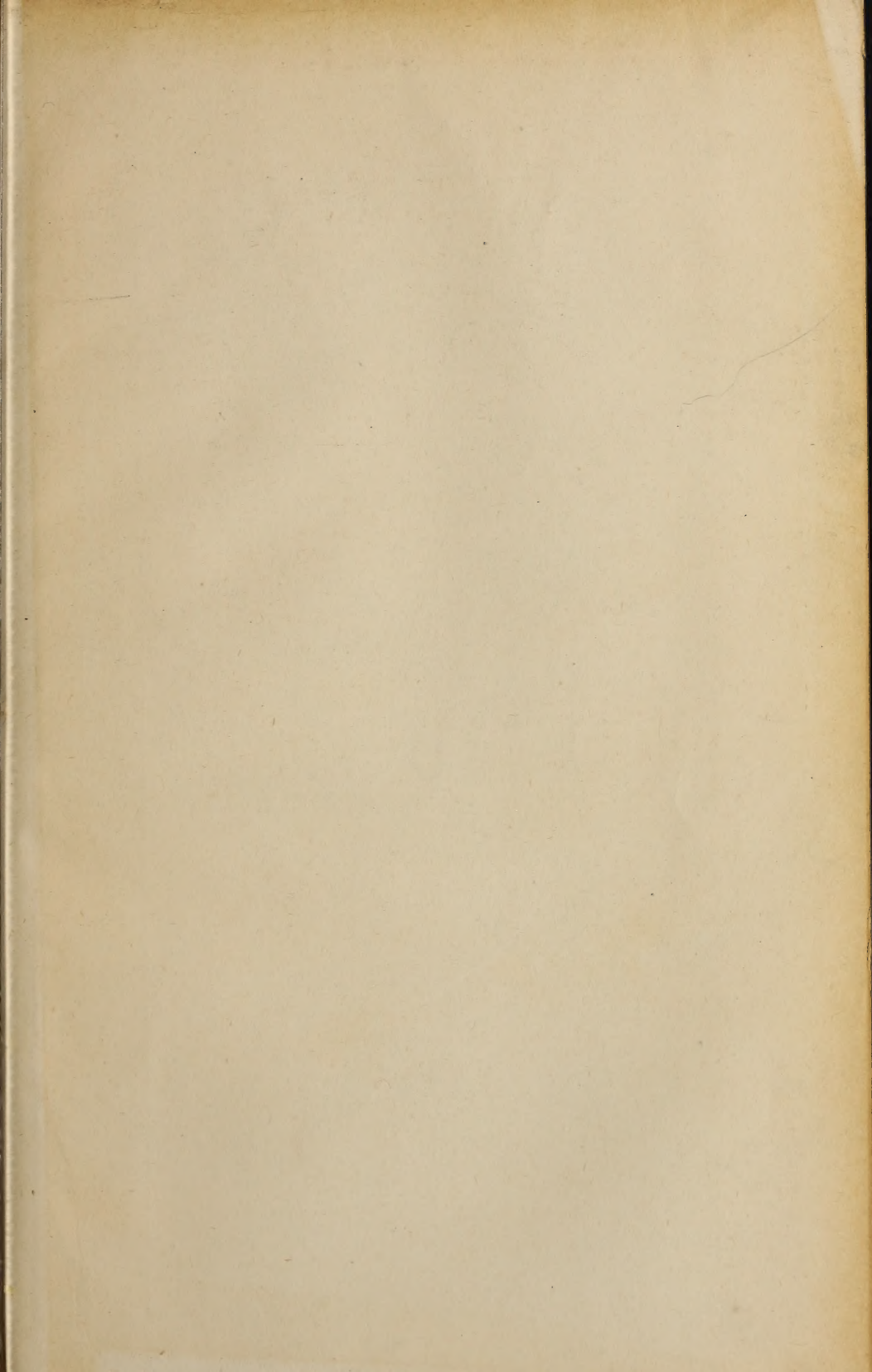
Ferner **Geologenkalender** mit vollständigem internationalen **Geologenadreßbuch**

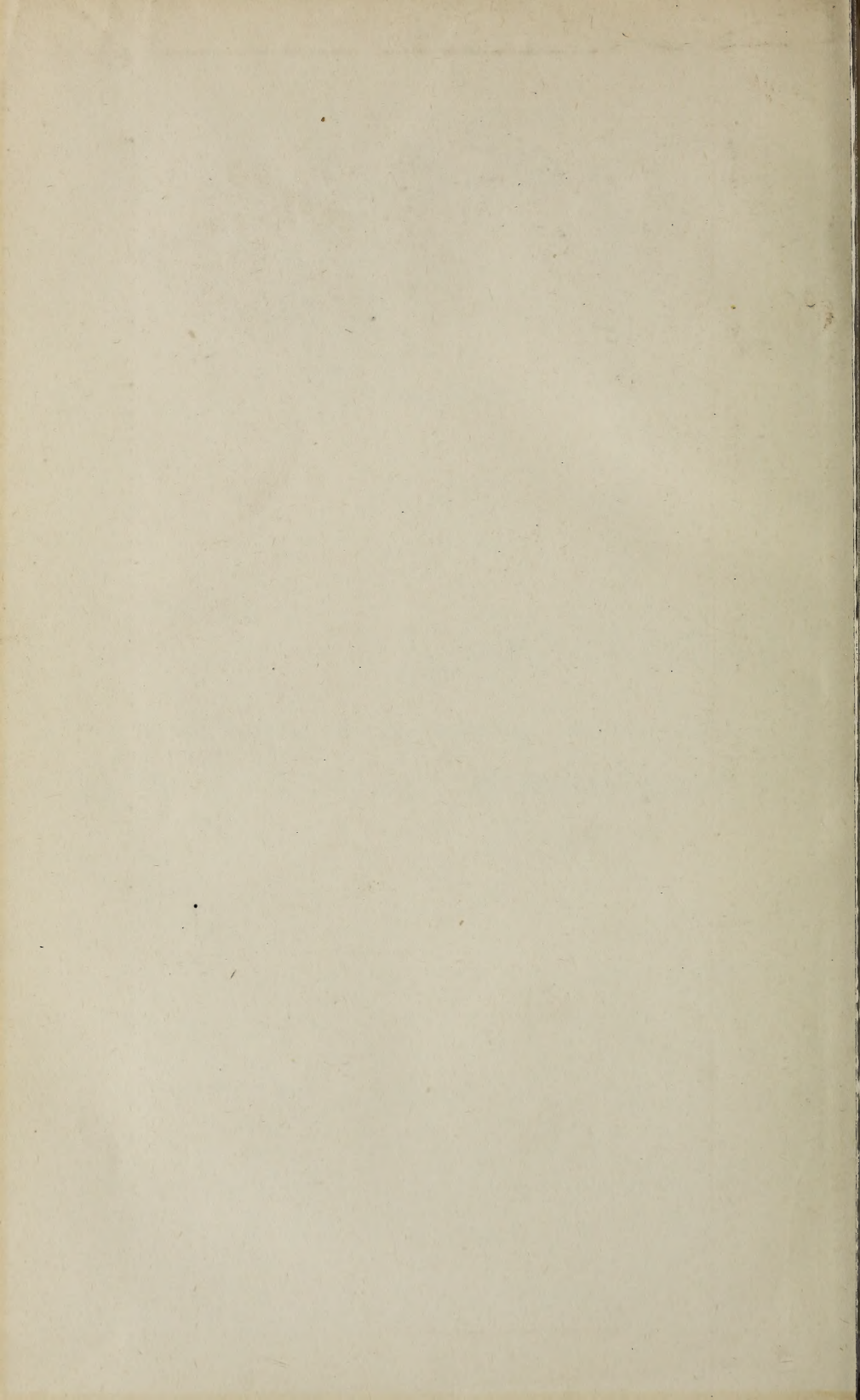
XI. Jahrgang 1921/22, herausgegeben von **Dr. P. Assmann**

Vorrat nur noch gering!

Preis 20,— Mark

Max Weg · Leipzig · Königstr. 3





SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES



3 9088 01357 1187